

Univerzita Karlova v Praze

Přírodovědecká fakulta

Studijní program: Geologie

Studijní obor: Hospodaření s přírodními zdroji



Anna Sommerová

Měření vlhkosti pískovce: laboratorní a terénní techniky

Sandstone moisture measurement: laboratory and field techniques

Typ závěrečné práce

Bakalářská práce

Vedoucí bakalářské práce: RNDr. Jiří Bruthans, Ph.D.

Praha, 2014

Prohlášení:

Prohlašuji, že jsem závěrečnou práci zpracovala samostatně, za použití v práci uvedených informačních zdrojů a literatury. Tato práce ani její podstatná část nebyla předložena k získání jiného nebo stejného akademického titulu.

V Praze, 14. 8. 2014

Podpis.....

Abstrakt:

Ve své bakalářské práci jsem vytvořila přehled nejčastěji používaných metod měření vlhkosti s ohledem na pískovcové horniny. Nejpoužívanější přímou metodou je metoda gravimetrická, která se používá ke kalibraci metod přímých. Z nepřímých metod zmiňuji radiometrické, mikrovlnou, odporovou a kapacitní metody. Největší prostor v práci věnuji kapacitnímu přístroji TDR (time domain reflektometry), který vysílá elektromagnetické pulzy a měří čas reflexe na počátku a na konci sondy. Tato metoda je nedestruktivní a široce používána zejména v pedologii.

V praktické části jsem pracovala s odebranými jádry hruboskalského pískovce z přirozených výchozů, u kterých jsem zjišťovala hmotnostní vlhkost gravimetrickou metodou, jejich objemovou hmotnost a následně jsem z těchto hodnot vypočítala objemovou vlhkost. Průměrná hodnota z dat naměřené hmotnostní vlhkosti je 3,3%, z objemové vlhkosti pak 6,2%. Na některých lokalitách byly mimo jader pískovce vytvořeny i návrtý pro opakované měření metodou TDR a bylo možné porovnat měření vlhkosti pomocí TDR a gravimetrické metody. Měření TDR obvykle vykazují vyšší hodnoty (průměrně o 1%) než gravimetrická metoda. Tato skutečnost je dána kalibrací a přesností přístroje, obecně je však měření v pískovcových výchozech metodou TDR možné a vhodné pro dlouhodobé pozorování dané lokality byť s výrazně menší přesností než gravimetrická měření.

Summary:

In my thesis I reviewed the most used methods for moisture measurements with the focus on sandstone exposures. Concerning direct methods, the gravimetric is used most commonly for the calibration of other methods. Concerning indirect methods I mention radiometric, microwave, resistive and capacity methods. The major part of thesis is dedicated to capacity device TDR (Time Domain Reflectometry), which emits electromagnetic pulses and measures the reflection time at the beginning and the end of the probe. This methodology is nondestructive and is widely used, mainly in pedology.

In practical part of Theses I worked with drill cores of sandstone from natural exposures and I detected their mass water content using gravimetric method, their bulk density by laboratory measurements and from those values I calculated volumetric water content. Average value from measured mass water content is 3,3% and from volumetric water content 6,2%. At some localities the moisture content was measured by TDR was measured beside taking drill cores. At places where it was possible to compare measurements using TDR with gravimetric method, TDR measurements show usually higher values (in average 1% higher) than gravimetric method. This fact is caused by calibration and accuracy of the device, generally though this TDR measurement in sandstone outcrops is possible and suitable for long term observation of the locality. Gravimetric measurements are the most precise however.

Poděkování:

Tímto chci poděkovat vedoucímu bakalářské práce RNDr. Jiřímu Bruthansovi, Ph. D., za pomoc při zpracovávání mé bakalářské práce. Tato práce byla financována z grantového projektu GAČR 13-28040S. Dále bych chtěla poděkovat svému příteli a rodičům za podporu během psaní práce.

OBSAH

1. ÚVOD	1
2. DEFINICE DŮLEŽITÝCH TERMÍNŮ	2
2.1. Hmotnostní vlhkost w	2
2.2. Objemová vlhkost θ	2
2.3. Objemová hmotnost ρ	2
2.4. Hustota pevné fáze ρ_s	3
2.5. Pórovitost n	3
2.6. Stupeň nasycení (stupeň saturace) s	4
2.7. Nasycené a nenasycené proudění	4
2.8. Reprezentativní elementární objem	6
3. METODY MĚŘENÍ VLNKOSTI V HORNINÁCH, PŮDĚ A DALŠÍCH PORÉZNÍCH METERIÁLECH	7
3.1. Destruktivní metody	7
3.1.1. Gravimetrická metoda	7
3.1.2. Karbidová metoda	7
3.2. Nedestruktivní a nepřímé metody	8
3.2.1. Radiometrické metody	8
3.2.2. Mikrovlnná metoda	9
3.2.3. Odporové bloky	10
3.2.4. Kapacitní metody (dielektrické m.)	10
3.2.4.1. Metoda FDR (frequency domain reflectometry)	11
3.2.4.2. Metoda TDT (time domain trasmission)	11
3.2.4.3. Metoda TDR (time domain reflectometry)	12
3.3. Metody měření vlhkostního potenciálu	16
3.3.1. Tenzometr	17
4. METODIKA PRÁCE	18
4.1. Metodika laboratorního stanovení hmotnostní vlhkosti	18
4.2. Metodika laboratorního stanovení objemové hmotnosti	18
4.3. Metodika stanovení objemové vlhkosti	21
4.4. Metodika měření s přístrojem TDR HydroSense	22
4.5. Studované lokality	23
5. PREZENTACE VÝSLEDKŮ	24
5.1. Výsledky - hmotnostní vlhkost	24
5.2. Výsledky - objemová hmotnost	26
5.3. Výsledky - objemová vlhkost	27
5.4. Výsledky - TDR	29
8. ZÁVĚR	32
9. POUŽITÉ ZDROJE	33
10. PŘÍLOHA 1	a

Seznam obrázků:

Obr. 1: Hystereze retenční křivky.....	6
Obr. 2: Schéma gamaskopické metody	9
Obr. 3: Porovnání přístroje Campbell Scientific TDR100 a přístroje TDT Acclima.....	12
Obr. 4: TDR záznamy osciloskopu pro tři různá média	14
Obr. 5: Různé geometrie sond přístroje TDR	14
Obr. 6: Graf zobrazující výsledky průběhu měření pokusu s lyzimetry	15
Obr. 7: Graf ukazující hodnoty TDR z druhého pokusu s pískovcem v porovnání s gravimetrickou metodou.....	16
Obr. 8: Schéma tenzometru	17
Obr. 9: Závěsná aparatura používaná v laboratoři firmy, Arcadis	19
Obr. 10: Závěsná aparatura – vlastní konstrukce.....	20
Obr. 11: Přístroj TDR HydroSense CD620	22
Obr. 12: Procentuální zastoupení hodnot hmotnostní vlhkosti ze všech měřených vrtných jader	24
Obr. 13: Závislost objemové vlhkosti na výšce odběru vzorku nad hladinou podzemní vody	27
Obr. 14: Výsledky měření objemové vlhkosti pískovce s přístrojem TDR Hydrosence CD 620 na vybraných lokalitách	30

Seznam tabulek:

Tab. 1: Objemová hmotnost sedimentů a půdy	3
Tab. 2: Hustota pevné fáze běžných minerálů.....	3
Tab. 3: Pórovitost sedimentárních uloženin a půdy	4
Tab. 4: Charakteristika odebraného vzorku.....	24
Tab. 5: Naměřené průměrné hodnoty hmotnostní vlhkosti	25
Tab. 6: Výsledky objemové hmotnosti.....	26
Tab. 7: Výsledky objemové hmotnosti z jednoho vzorku	27
Tab. 8: Výsledky objemové vlhkosti	28
Tab. 9: Průměrné hodnoty objemové vlhkosti naměřené sondou TDR HydroSense CD620 měřené v období listopad 2013 – červenec 2014.....	29
Tab. 10: Porovnání dat objemové vlhkosti.....	30

1. ÚVOD

Jedním z parametrů, který významně ovlivňuje procesy v pískovcových výchozech je vlhkost a její dynamika. Vlhkost pískovce ovlivňuje cyklické mrznutí a tání vody, podporuje růst biotických činitelů a nese rozpuštěné látky včetně solí (Young et al. 2009). Tím se vlhkost přímo či nepřímo podílí na téměř všech procesech zvětrávání. Tyto procesy mohou na horninu působit postupně nebo současně. Důležitým parametrem ovlivňujícím obsah vlhkosti je i rozložení a velikost pórů a charakter tmelu (Labus a Bochen 2012).

Klíčovým mechanismem eroze vázané na dynamiku vlhkosti je solné zvětrávání. Transport ve vodě rozpustných solí v hornině je závislý na efektivní pórovitosti. Tyto sole působí destruktivně díky procesům krystalizace a hydratace (Young et al. 2009; Příkryl et al. 2007). V povrchové vrstvě je absorpce roztoku nejvyšší a je zde doprovázena tvorbou exfoliace a voštin (Příkryl et al. 2007).

Působení teplot také výrazně ovlivňuje rychlost zvětrávání, pokud hornina obsahuje vodu (Turkington a Paradise 2005). Důležitým mechanismem, ovlivňujícím degradaci pískovce je krystalizační tlak vody mrznoucí v mikroskopických trhlinách. Mrznoucí voda zvětšuje svůj objem a prostřednictvím krystalické síly se zvětšuje i trhlina, až dojde k odlomení horniny. Povrch pískovce také mohou pokrývat bakterie, plísňe či řasy, které horninu narušují. (Turkington a Paradise 2005; Labus a Bochen, 2012).

Množství vlhkosti v pískovci a její změny v čase jsou důležitým údajem pro pochopení transportu vlhkosti a procesy s ní spjatými na přirozených výchozech. Na rozdíl od pískovcových staveb, kde existuje řada údajů o množství a působení vlhkosti v materiálu (např. Příkryl et al. 2011), je množství údajů o vlhkosti z přirozených výchozů pískovce značně omezené. Cílem mé práce je rešeršně zpracovat a zhodnotit metody potenciálně vhodné pro stanovení vlhkosti na přirozených výchozech pískovce nebo na vzorcích z nich odebraných a pokud možno tyto metody otestovat i v praxi (vlastním měřením).

2. DEFINICE DŮLEŽITÝCH TERMÍNŮ

Pískovec jako porézní materiál umožňuje relativně intenzivní proudění vody. Prostor, v němž se voda může pohybovat, je omezený objemem pórů (Tindall et al. 1999). Vodu vyskytující se v porézním prostředí můžeme rozlišit podle druhu sil, kterou je v prostředí vázána. Největší zastoupení a využití má voda gravitační, která je vázána pouze ve velkých pórech a je možno ji čerpat. Kapilární voda se nachází v malých pórech, zejména v tzv. kapilární třásni nad úrovní hladiny podzemní vody. Hydroskopická voda je voda adsorbovaná ze vzduchu na povrch zrn, kde tvoří tenkou vrstvu silně vázané vody. Tuto vodu je možné odstranit pouze vysokým zahřátím (Lekshmi et al. 2014, Vaníček 1996).

Vlhkost vyjadřuje zastoupení vody v materiálu. Obsah vody v zemině či hornině je obvykle vyjádřen jedním ze tří způsobů: hmotnostní vlhkostí, objemovou vlhkostí nebo stupněm nasycení (Tindall et al. 1999).

2.1. Hmotnostní vlhkost w

Hmotnostní vlhkost je bezrozměrnou veličinou, která se vyjadřuje jako poměr hmotnosti vody odstraněné vysoušením m_w (zjišťuje se vysoušením vzorku zeminy při 105 – 110 °C po dobu 24 hodin) k hmotnosti vysušené zeminy m_d . Je stanovována gravimetrickou metodou (Český geologický úřad Praha 1987).

2.2. Objemová vlhkost θ

Jedná se o poměr objemu vody ve vzorku V_w vztažený k objemu pevné fáze horniny V_t . Je to bezrozměrná veličina a nejčastěji se vyjadřuje v %. Tento způsob vyjádření obsahu vlhkosti je vhodný pro laboratorní i terénní studie. Vyjadřují se v něm výsledky radiometrických či dielektrických metod měření vlhkosti (např. TDR), (Tindall et al. 1999). Objemovou vlhkost lze stanovit přepočtem z hmotnostní vlhkosti zeminy při známé objemové hmotnosti zeminy (Český geologický úřad Praha 1987).

2.3. Objemová hmotnost ρ

Objemová hmotnost neboli hustota ρ je definována poměrem celkové hmotnosti vzorku m k celkovému objemu vzorku včetně pórů V (Český geologický úřad Praha, 1987). Objemová hmotnost je tedy veličina závislá na pórovitosti, vlhkosti, ulehlosti, množství tmelu a stupni nasycení materiálu. Vždy je potřeba uvést konkrétní vlhkost materiálu. Obvykle bývá udávána suchá objemová hmotnost (za „suchou“ je obvykle hornina považována při sušení v peci při 105 - 110 °C po dobu 24 hodin), (Český geologický úřad Praha, 1987). Pokud jsou póry vyplněny vodou, bude objemová hmotnost vyšší. Přehled průměrných hodnot objemové hmotnosti sedimentárních hornin a půdy je uveden

v tabulce 1. (Tindall et al. 1999).

Tab. 1: Objemová hmotnost sedimentů a půdy, upraveno podle Tindall et al. 1999

materiál	ρ [g/cm ³]
pískovec	2,13
štěrk	1,87
jemný až střednězrný písek	1,85
jednotný písek	1,65
střednězrný až hrubý písek	1,53
prach	1,28
jíl	1,22
ideální půda (distribucí i velikostí částic)	1,31

2.4. Hustota pevné fáze ρ_s

Hustota pevné ρ_s fáze neboli hustota zrn tvořících porézní médium, je definována jako množství tuhých částic M_s na jednotku objemu V_s . Hustota pevné fáze tedy nezahrnuje objem pórů a je u většiny běžných minerálů velmi podobná (tab. 2), (Tindall et al. 1999).

Tab. 2: Hustota pevné fáze běžných minerálů, upraveno podle Tindall et al. 1999

materiál	ρ_s [g/cm ³]
jíl	2,40
ortoklas	2,55
živec	2,60
křemen	2,65
kalcit	2,70
dolomit	2,85

2.5. Pórovitost n

Při známé objemové hmotnosti a hustoty pevné fáze lze stanovit celkovou pórovitost n . Ta je definována jako poměr objemu pórů V_p k celkovému objemu vzorku V (Domenico a Schwartz 1998). Velikost pórů ovlivňuje zaplňování pórů vodou a jinými látkami vlivem působení absorpčních a kapilárních sil. Pórovitost pískovcových hornin je ovlivněna charakterem a množstvím tmelu. (Domenico a Schwartz 1998; Tindall et al. 1999). V tabulce 3 je uvedena pórovitost některých materiálů.

Pórovitost bývá u písků menší než u některých jílů. To je dáno tím, že u písků významně převládá gravitace nad kapilaritou, díky níž se zrna sesypou do co nejmenšího prostoru. U jílů naopak převažují elektromagnetické síly, které udrží neuspořádanou strukturu z hlediska gravitace (Tindall et al. 1999).

Tab. 3: Pórovitost sedimentárních uloženin a půdy, upraveno podle Tindall et al. 1999

materiál	n
pískovec	10 - 20 %
štěrk	30 - 40 %
jemný až střednězrný písek	30 - 35 %
jednotný písek	30 - 40 %
střednězrný až hrubý písek	35 - 40 %
prach	40 - 50 %
jíl	45 - 55 %
ideální půda (distribucí i velikostí částic)	50 - 60 %

Efektivní pórovitost n_e je poměrný objem průlin příhodných pro gravitační pohyb vody V_p , vztažený k celkovému objemu vzorku V . Efektivní pórovitost tedy předpokládá, že jsou póry propojeny a je spjata s propustností (Manger 1963).

Důležitý je rozdíl mezi celkovou pórovitostí, která zahrnuje i nepropojené póry a efektivní pórovitostí. Mnoho sedimentů má vysokou celkovou pórovitost, většina pórů však může slepě končit či být příliš malých. Například štěrk má celkovou pórovitost 30 - 40%, z toho efektivní pórovitost tvoří 15%. Naopak jíl má celkovou pórovitost 45 - 55%, ale efektivní pórovitost zahrnuje pouze 1% (Tindall et al. 1999; Domenico a Schwartz 1998).

Pro výpočty je důležité také číslo pórovitosti e , které stanovíme poměrem objemu pórů V_p k objemu pevné fáze horniny V_s (Domenico a Schwartz 1998).

2.6. Stupeň nasycení (stupeň saturace) s

Stupeň nasycení vyjadřuje poměr objemu vody v pórech V_w k celkovému objemu pórů V_p . Jedná se o bezrozměrnou veličinu, udává se v procentech nebo prostým číslem (Tindall et al. 1999).

2.7. Nasycené a nenasyčené proudění

V saturované i nesaturované zóně je hnací silou proudění podzemní vody hydraulická výška H (součet nadmořské výšky z a tlakové výšky h). V nesaturované zóně je tlaková výška záporná – této tlakové výšce se říká sací výška.

Proudění v saturované zóně se řídí Darcyho zákonem (1):

$$v = k * \frac{\Delta h}{L} \quad (1)$$

kde:

k – koeficient hydraulické vodivosti

$(h_1 - h_2) = \Delta h$ – rozdíl výšky hladin v piezometrech (m)

L – délka směru toku, vzdálenost piezometrů (m)

Koeficient hydraulické vodivosti k [m/s] vyjadřuje míru schopnosti pórovitého prostředí vést vodu. Závisí jak na charakteru horninového prostředí, tak na vlastnostech pohybující se kapaliny (Kutílek et al. 2004).

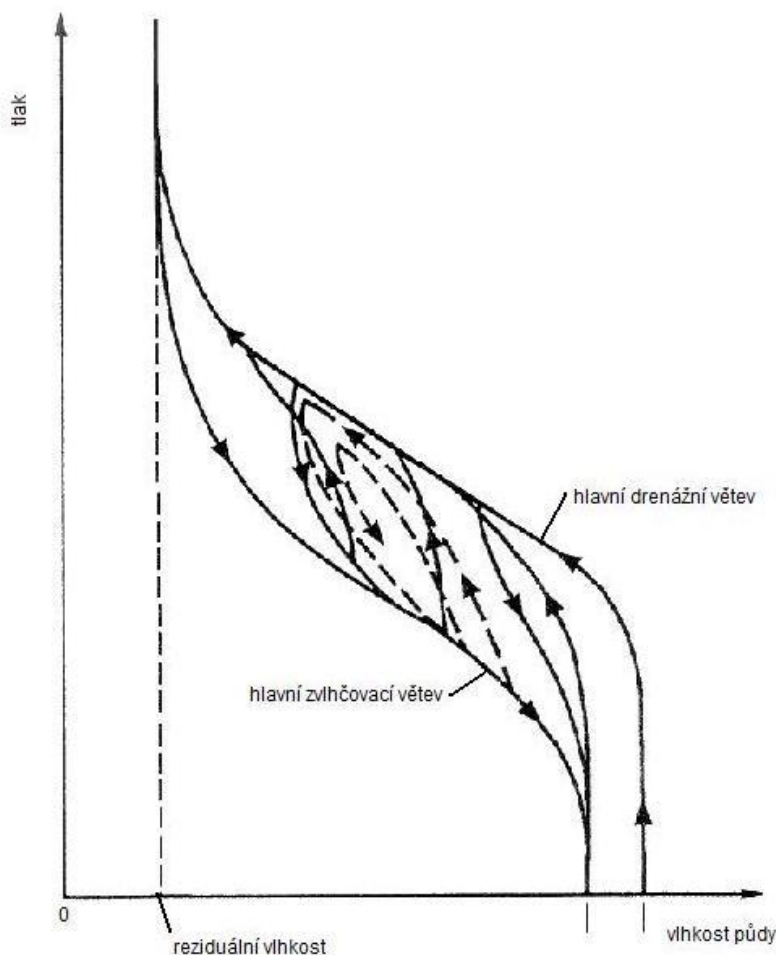
Nesaturovaná neboli vadózní zóna zahrnuje prostor mezi povrchem terénu a hladinou podzemní vody. Kapilární tráseň je do nesaturované zóny také řazena, i když jsou zde všechny póry zaplněny vodou, protože je zde tlak nižší než atmosférický. Množství vody v nesaturované zóně je definováno jako půdní vlhkost. Pro proudění vody v půdě, která není plně nasycena vodou, platí v zásadě stejné zákony jako u nasyceného proudění, avšak při odvozování je třeba vzít v potaz, že část pórů je vyplněna vzduchem. Základní rovnicí popisující proudění vody v nesaturované zóně je Richardsova rovnice (2), (Rumynin 2011; Kutílek et al. 2004)

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left[k \left(\frac{\partial h}{\partial z} + 1 \right) \right] \quad (2)$$

kde θ je objemová vlhkost, h je tlaková (sací) výška a k je hydraulická vodivost. V tomto tvaru však rovnici nelze řešit, protože obsahuje dvě neznámé proměnné (θ a h). Řešením je zavedení retenční křivky, která je grafickým zobrazením vztahu mezi vlhkostí půdy a vlhkostním potenciálem (sacím tlakem nebo tlakovou výškou). Vyjadřuje schopnost půdy udržovat vodu a její průběh je závislý na zrnitosti a mineralogickém složení půdy, struktuře a objemové hmotnosti půdy. Retenční čáru je proto nutné stanovit pro každou půdu individuálně.

U retenční křivky půdní vlhkosti se setkáváme s hysterezí (obr. 1). Průběh pro odvodňování původně vlhké půdy je odlišný od průběhu pro zvlhčování suché půdy. Retenční křivka je tedy závislá na cestě, kterou jsme dosáhli rovnovážného stavu vlhkosti. Při stejném potenciálu je nižší vlhkost pro zvlhčovací proces a vyšší vlhkost pro drenážní proces.

Hystereze retenční křivky je důležitá pro predikci půdních hydraulických vlastností a pro popis transportních procesů ve vadózní zóně (Haverkamp et al. 2013).



Obr. 1: Hystereze retenční křivky, upraveno podle Kutílek et al. 2004

2.8. Reprezentativní elementární objem

Problémem při měření fyzikálních parametrů hydrogeologického prostředí je nerovnoměrné rozložení pórů a částic a nepravidelnost proudnic vody v pórech. Reprezentativní elementární objem (REV) představuje takový nejmenší objem vzorku, kterým je možno nahradit reálný složitý systém zrn a pórů, vyplněný kapalinou i vzduchem. Hlavní charakteristikou REV je, že vlastnosti prostředí lze v jeho rozsahu považovat za průměrné a nezávislé na jeho velikosti. U REV získáme shodné makroskopické veličiny i při změně jeho umístění nebo jeho zvětšení. Hodnota REV obvykle platí pro definici vlhkosti a další charakteristiky transportních procesů. Pokud se jedná o hydraulické parametry, např. propustnost či transmisivitu v průlinovém, nepříliš heterogenním prostředí, zaujímá REV poměrně malý prostor. To však platí jen tehdy, pokud se v daném území nevyskytují větší nehomogenity (např. pukliny, zlomy, díry po kořenech rostlin, zvířatech), (Krásný et al. 2012; Kutílek et al. 2004).

3. METODY MĚŘENÍ VLHKOSTI V HORNINÁCH, PŮDĚ A DALŠÍCH PORÉZNÍCH MATERIÁLECH

Metody dělíme podle několika hledisek (podle Kutílek et al. 2004) :

1. a) laboratorní
b) terénní
2. a) destruktivní (musíme odebrat vzorek)
b) nedestruktivní (bez odběru vzorku)
3. a) přímé (měří se přímo obsah vody v půdě)
b) nepřímé (měříme jinou fyzikální veličinu svázanou s vlhkostí)

3.1. Destruktivní metody

3.1.1. Gravimetrická metoda

Jedná se o metodu přímou a destruktivní. Při odebrání vzorku v terénu je nutné zaznamenat jeho hmotnost. Stanovení vlhkosti se poté provádí v laboratoři. Vlhkost se vyjadřuje jako poměr hmotnosti vody odstraněné vysoušením (zjišťuje se vysoušením vzorku zeminy při 105 – 110 °C po dobu 24 hodin) k hmotnosti vysušené zeminy. Metoda je v souladu s platnou ČSN 72 1012 r. 1980 Laboratorní stanovení vlhkosti zemin (Český geologický úřad Praha 1987). Během vysoušení vzorku v peci je odstraněna hydroskopická voda, kterou není možné odstranit za běžné teploty vzduchu v laboratoři. Nemusí však dojít k odstranění veškeré hydroskopické vody. Množství hydroskopické vody závisí na obsahu jílu (Tindall et al. 1999).

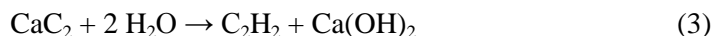
Tato metoda je vhodná pro všechny typy zemin s výjimkou zemin obsahující nerosty s krystalicky vázanou vodou (sádrovec) nebo zeminy, obsahující více jak 5 % organických látek (rašelina, uhlí), u nichž dochází při vysoušení k chemickým procesům (Český geologický úřad Praha 1987).

Mezi výhody této metody patří její přesnost, nenáročnost na vybavení a nezávislost na obsahu solí. Je to jediná metoda, kterou můžeme použít pro kalibraci nepřímých metod měření vlhkosti. Nevýhodou je časová náročnost a nemožnost opakovatelnosti měření na totožném vzorku. Předpokladem správného stanovení vlhkosti je dobře zvolený REV. Při této metodě zjišťujeme hmotnostní vlhkost. Při přepočtu na objemovou vlhkost je nutné znát objemovou hmotnost materiálu (Kutílek et al. 2004; Zazueta a Xin 1994).

3.1.2. Karbidová metoda

Tuto metodu, na rozdíl od metody gravimetrické, můžeme použít přímo v místě měření, jedná se však také o metodu destruktivní. Vzorek odebraného materiálu je rozdrcen v hmoždíři. Rozdrcený vzorek je umístěn do tlakové nádoby společně s ampulkou karbidu vápenatého a ocelovou kuličkou na rozbíjení ampulky. Tato metoda je založena na chemické reakci karbidu vápenatého s vodou (3), (Pochmanová a

Misar 2011). Chemickou reakcí vzniká acetylen, který je ukazatelem množství vlhkosti. Vznikající plyn acetylen vytváří tlak, který je přenášen na stupnici manometru měřicího přístroje. Vlhkost se odečítá přímo na stupnici manometru. Hodnota vlhkosti se udává v % a bývá zpravidla nižší než u metody gravimetrické, protože měří pouze gravitační a kapilární vodu (Lekshmi et al. 2014; Pochmanová a Misar 2011).



Tato metoda má významné využití při měření vlhkosti betonu. Dále se používá nejen k měření vlhkosti pevných rozdrčených materiálů, ale hlavně k měření sypkých materiálů jako jsou písky či jíly. Přístroj je kalibrován na volnou vodu v běžném písku, proto má tato metoda potenciál v měření vlhkosti pískovcových hornin (Pochmanová a Misar 2011).

3.2. Nedestruktivní a nepřímé metody

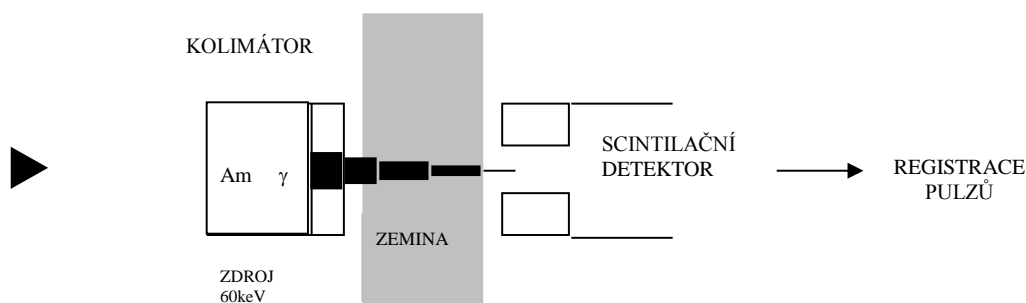
Hlavní výhodou nedestruktivních metod je, že jejich provedení probíhá přímo v místě měření a obejdeme bez odběru vzorku a tedy bez poškození povrchu výchozů. V případě některých metod je nutné v měřeném materiálu vytvořit otvory pro měřicí sondy. Jedná se o metody, které využívají různých fyzikálních vlastností vody a sledovaného materiálu, na základě nichž můžeme určit obsah vody ve zkoumaném materiálu. Ke kalibraci nepřímých metod je nutné použít gravimetrickou metodu (Kutílek et al. 2004).

3.2.1. Radiometrické metody

Radiometrické metody měření vlhkosti využívají radioaktivní zářiče. Nevýhodou těchto metod je, že práce se zářením vyžaduje zvýšenou bezpečnost a speciálně vyškoleného pracovníka a provozní náklady těchto metod jsou poměrně vysoké (Kutílek et al. 2004).

Gamaskopická metoda

Tato metoda využívá absorpce a rozptylu gama záření při průchodu materiálem. Při konstantní objemové hmotnosti měřeného materiálu, závisí tento efekt pouze na vlhkosti. Tato metoda bývá využívána hlavně při laboratorních měření, kde umožňuje velmi přesné kontinuální měření rozložení vlhkosti po vrstvách. Pro měření se používá radionuklid Am^{241} . Úzký svazek kolimovaného monoenergetického záření prochází vzorkem (vlhká zemina nebo hornina). Zeslabení záření po průchodu materiálem je přímo úměrné vlhkosti. Intenzita záření se měří pomocí scintilačního detektoru (obr. 2). Metoda má vysoký stupeň rozlišení, ale je hodnocen malý objem vzorku, který obvykle nedosahuje REV (Kutílek et al. 2004; Janz 1997).



Obr. 2: Schéma gamaskopické metody (Kutílek et. al 2004)

Neutronová metoda

Tato metoda je založena na principu moderace rychlých neutronů převážně atomy vodíku. Vodík je nejúčinnější moderátor rychlých neutronů a jeho obsah v minerální složce (půdy či horniny) je poměrně malý. Lze tedy z měření koncentrace termalizovaných neutronů stanovit vlhkost půdy. Zdrojem rychlých neutronů je směsný zářič (Am a Be). Ve vlhkém prostředí jsou rychlé neutrony postupně zpomalovány srážkami s vodíkovými jádry. Jakmile mají stejnou tepelnou rovnováhu s jádry prostředí, jsou tyto neutrony registrovány detektory pomalých neutronů. Čím je vyšší vlhkost materiálu, tím menší objem ke zpomalení neutronů postačuje. Detektory pomalých neutronů jsou připojeny na vyhodnocovací jednotku a ta měření zpracovává. Detektorem je trubice plněná heliem nebo trifluoridem bóru nebo se používá scintilační detektor.

Pro měření je nutno mít předem osazenou přístupovou kovovou pažnici, do níž se spouští zdroj rychlých neutronů spolu s detektorem (pro povrchová měření existují příložené povrchové sondy). Rychlé neutrony jsou emitovány radiálně do půdy, kde se elasticky srážejí s atomovými jádry a postupně ztrácejí část své kinetické energie. Přístroj umožňuje měřit až od hloubky 20 cm (je nutné zabránit vlivu atmosféry), ale lze měřit i do poměrně velkých hloubek ve vrtech.

Naměřená hodnota reprezentuje průměrnou vlhkost (měřený objem odpovídá REV). Měření vlhkosti může být nepřesné u materiálů, které obsahují vázanou vodu (rašelina) nebo u prvků, které pohlcují pomalé neutrony např. Cl, Cd, K, Br. Mezi nevýhody metody patří necitlivost měření v blízkosti povrchu a necitlivost na malé změny obsahu vlhkosti. Při měření vlhkosti půd záleží na půdním typu a salinitě, přístroj tedy musí být kalibrován pro daný půdní typ (Kutílek et al. 2004; Zazueta a Xin 1994).

3.2.2. Mikrovlnná metoda

Tato metoda je založena na poznatku využívajícího vlivu vlhkosti na útlum mikrovlnného záření při průchodu prostředím pórovité látky. Při měření je vzorek umístěn mezi vysílačem a přijímačem a měří se zeslabení paprsku způsobené kmitáním vody. Velikost útlumu odpovídá obsahu vody v testovaném materiálu. Pro měření jsou potřeba otvory o průměru několika mm. Hloubka měření vlhkosti závisí pouze na délce antén a vrtů v konstrukci. Mikrovlnná metoda měření vlhkosti ukázala dobré výsledky

v materiálech, jako jsou cihly nebo pískovce (Kääriäinen et al. 2001). Kääriäinen et al. 2001 testovali použitelnost této metody také pro beton, písek a dřevo.

3.2.3. Odporové bloky

Odporové bloky jsou levným a jednoduchým nástrojem pro měření elektrické vodivosti půdy. Bývají trvale nainstalovány v místě měření a umožňují sledovat vlhkost v dlouhodobém časovém měřítku. Životnost bloků je asi 2 roky. Nejčastěji se používají při plánování zavlažování.

Kovové elektrody jsou zalévány do sádrových, případně nylonových, skelných či keramických bločků, přičemž se měří velikost odporu mezi dvěma kovovými elektrodami uvnitř bloku. Odpor mezi elektrodami se mění v závislosti na obsahu vlhkosti bloku, který se mění v závislosti na sacím tlaku v okolní půdě. Metoda je velmi citlivá na změny teploty (změna o 1°C má na měření stejný vliv jako změna vlhkosti o 1%). Nevýhodou je také vysoká citlivost na koncentraci rozpuštěných látek (solí). Pokud je v materiálu zvýšený obsah solí, dochází v důsledku iontové vodivosti solí k výraznému nárůstu elektrické vodivosti (Zazueta a Xin 1994; Lekshmi et al. 2014).

Jako měřicí zařízení se používají přístroje pracující s velmi slabými stejnosměrnými proudy, případně můstky na střídavý proud. Většinou jsou doplněny zařízeními pro měření teploty, případně je vliv teploty elektronicky kompenzován. I přes mnoho uvedených nevýhod se tato metoda často používá díky své jednoduchosti, levným nákladům a možnosti dlouhodobého měření. (Kutílek et al. 2004)

3.2.4. Kapacitní metody (dielektrické m.)

V případě kapacitních metod je měřena relativní permitivita ϵ nebo jiná veličina na ní závislá. Kapacitní přístroje vysílají elektromagnetické pulzy podél vodiče zasunutého do měřeného materiálu. Z průběhu signálu je vypočtena relativní permitivita a následně vlhkost. Pro správné měření je nutné, aby měřicí sondy přiléhali bezprostředně k měřenému materiálu. (Lekshmi et al. 2014; Blonquist jr. et al. 2005).

Relativní permitivita (dielektrická konstanta) ϵ

Relativní permitivita (4) je lineárním koeficientem úměrnosti mezi elektrickou indukcí a intenzitou elektrického pole. Vyjadřuje se jako podíl permitivity daného materiálu a permitivity vakua. Závisí na vlastnostech daného materiálu a je bezrozměrnou veličinou (Chen et al. 2004).

$$\epsilon = \left(\frac{c \cdot t}{2L} \right)^2 \quad (4)$$

c – je rychlost světla ($3 \cdot 10^8$ m/s)

t – čas postupu pulsu

L – délka sondy

Kapacitní metody využívají skutečnosti, že existuje velký rozdíl mezi hodnotou relativní permitivity vzduchu ($\epsilon_{\text{vzduch}} = 1$) a vody (ϵ_{voda} při 20 °C = 80). Hodnota relativní permitivity pevné fáze horniny se pohybuje v závislosti na mineralogickém složení v rozmezí od 2 - 9. Z toho plyne, že výsledná relativní permitivita heterogenního systému bude funkčně závislá na $\epsilon_{\text{vody}} = \text{vlhkosti}$ (Blonquist jr. et al. 2005; Jones 2002).

Pavlík a Černý (2009) zmiňují dva přístupy pro analýzu průběhu elektromagnetického pulsu. První je založen na identifikaci času reflexe na počátku a na konci sondy. Tímto způsobem může být stanovena relativní permitivita nezávislá na měřicí frekvenci. Tato metoda je v odborné literatuře označována jako „time domain“. Druhý způsob analýzy průběhu elektromagnetického pulzu předpokládá, že je znám model disperze a relaxace dielektrika v sondě s tím, že je nezbytné stanovit neznámé parametry tohoto modelu na základě Fourierovy transformace změřených průběhů elektromagnetických vln. V literatuře je nazývána „frequency domain“. Oba přístupy mají své výhody a nevýhody, přičemž výběr vhodné metody závisí na aplikaci.

3.2.4.1. Metoda FDR (frequency domain reflectometry)

Přístroj FDR tvoří oscilační obvod a snímací část (sondy). Při měření je využíván sinusový signál a změny ve vlhkosti jsou detekovány jako změny, ke kterým dojde v provozní frekvenci. Změny této frekvence oproti základní frekvenci jsou základem pro určení vlhkosti. Sada sinusových vln je přes vazební člen – tzv. coupler dodávána do vedení signálovým generátorem. Coupler se používá pro oddělení signálu, který přichází z testovaného materiálu (odraženého signálu) a signálu z generátoru. Následuje směšovač – tzv. mixer, který je připojený jak ke generátoru zdrojového signálu, tak i ke coupleru. Tyto dva signály se v mixeru násobí, čímž vznikne součet signálů a rozdíl jejich frekvencí. Vyhodnocuje se fázový posuv mezi vyslaným a odraženým signálem a poté se zpracovává pomocí Fourierovy transformace (Žůrek 2011).

Protože FDR používá menší frekvenční šířku pásma (v rozsahu MHz) než TDR, je zkreslení odraženého signálu menší než u TDR. Metoda FDR má oproti TDR rychlejší odezvu a větší hloubkový dosah. Přístroj má lepší rozlišení v materiálech s objemovou vlhkostí do 5%. Obě metody mají využití jak v laboratoři, tak in-situ. Nevýhodou oproti TDR je nutnost kalibrace pro konkrétní půdní typ a výsledek je ovlivněn teplotou (Lekshmi et al. 2014).

3.2.4.2. Metoda TDT (time domain trasmission)

V případě této metody vyslaný pulz postupuje okolním měřeným prostředím, je zpomalen, transformován a přijat digitalizován na druhém konci vodiče. Z tvaru signálu je vypočtena relativní permitivita a následně vlhkost. Na rozdíl od metody TDR nejsou sondy zakončeny volným koncem,

ale tvoří jeden souvislý oběh (obr. 3). Generátor pulzů je zabudován přímo v horní části sondy, přístroj tedy nevyžaduje používání koaxiálních kabelů. Jedná se o levnější metodu s výkonnostními vlastnostmi srovnatelnými s běžně používanými přístroji TDR (Blonquist jr. et al. 2005). Vzhledem ke konstrukci TDT sond však není použití v tvrdém porézním médiu, jakým je písek, možné a je v tomto případě vhodnější použít dvoutyčovou sondu TDR.



Obr. 3: Porovnání přístroje Campbell Scientific TDR100 (nahore) a přístroje TDT Acclima (dole), Blonquist jr., 2005

3.2.4.3. Metoda TDR (time domain reflectometry)

Během přípravy mé bakalářské práce jsem si prakticky vyzkoušela měření s přístrojem TDR HydroSense CD620 a v budoucnu s ním budu nadále pracovat, proto jsem se ve své práci podrobně zaměřila právě na dielektrickou metodu TDR.

Metoda TDR byla původně vyvinuta k lokaci poruch kabelových rozvodů. Během posledních let se vyskytují zcela nové aplikace, jako je měření vlastností hornin, stavebních materiálů, potravin a zemědělských produktů nebo lidské kůže. Vývoj probíhá také v měření délkových změn a monitorování šíření trhlin (Pavlík a Černý 2009).

V případě TDR je naměřená relativní permitivita materiálu ε převedena na objemovou vlhkost θ na základě Toppovy rovnice (5). Tato rovnice vyjadřuje vztah, který je použitelný pro většinu půd a materiály složením půd podobné.

$$\theta = (-530 + 292\varepsilon - 5,5\varepsilon^2 + 0,043\varepsilon^3) * 10^{-4} \quad (5)$$

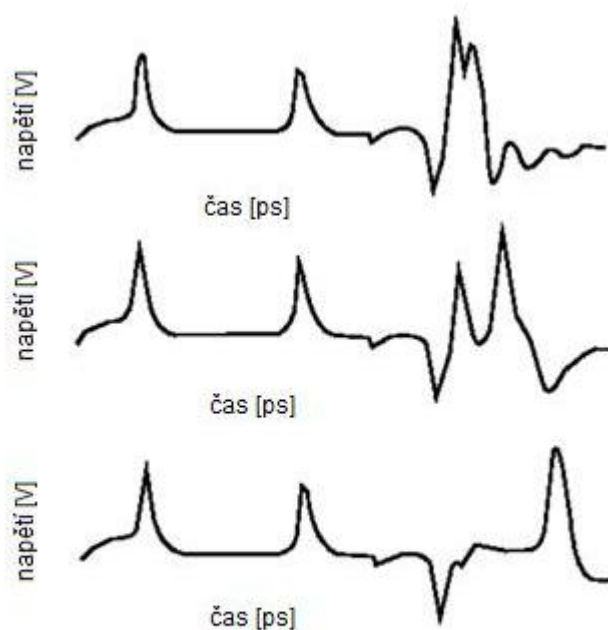
Tato metoda měření bývá nejčastěji využívána ke stanovení obsahu půdní vlhkosti. Je přesná a pro většinu půd ji není třeba kalibrovat. Toppův vztah platí velmi dobře pro písčité půdy, proto je možné metodu využít i pro měření v pískovcových horninách a ani v tomto případě není nutné přístroj kalibrovat. Měření lze automatizovat a provádět ho tak dlouhodobě in-situ. Nevýhodou metody je vysoká cena přístroje a omezená použitelnost v půdách a materiálech s vysokou koncentrací solí,

s vysokým obsahem jílu a organické hmoty. Mezi další nevýhody patří vliv nehomogenit v bezprostřední blízkosti přístroje a skutečnost, že měřený objem bývá menší než REV. Na měření má také vliv teplota (Zazueta a Xin 1994; Hokett et al. 1992; Jones et al. 2002).

Některé přístroje TDR umožňují také měření elektrické vodivosti. Na základě relativní permitivity je stanovena objemová vlhkost, na základě elektrické vodivosti pak obsah solí (Jones et al. 2002).

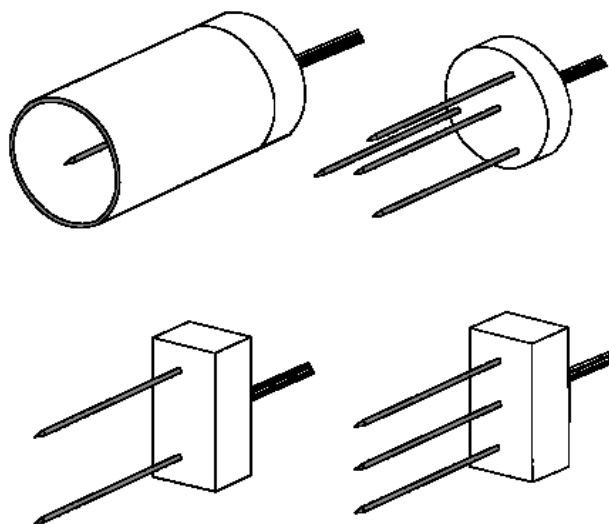
Základním prvkem zařízení TDR jsou 3 části: generátor elektromagnetických pulsů, koaxiální kabel a vzorkovací sondy. Některé přístroje mají dále osciloskop, který slouží k zobrazení grafické závislosti šíření pulsu v čase. Pulsní generátor produkuje elektromagnetické vlny. Koaxiální kabel spojuje pulzní generátor a vzorkovací sondy. Elektromagnetické vlny produkované generátorem jsou vyslány do vodiče koaxiálního kabelu. Sonda je vodič spojena s koaxiálním kabelem tak, že tvoří otevřený konec koaxiálního kabelu. V principu se kabel a sonda liší pouze typem dielektrika. V případě sondy je dielektrikem půda nebo hornina, která způsobí změnu rychlosti šíření elektromagnetického vlnění. Jakákoliv změna impedance (kladený odpor a fázový posun napětí proti proudu při průchodu střídavého elektrického proudu dané frekvence) v systému koaxiální kabel/sonda, způsobí částečnou, případně celkovou reflexi vyslaných elektromagnetických vln. První místo reflexe proběhne na rozhraní koaxiálního kabelu a sondy, kde dochází k náhlé změně dielektrika, což způsobí změnu impedance. Druhá reflexe bude v místě konce sondy, kde impedance směřuje k nekonečnu. Voltmetr umístěný ve vzorkovači detekuje změny napětí mezi vodičem (koaxiálním kabelem) a jeho stíněním. Měřič času, umístěný ve vzorkovači, zaznamenává interval mezi vysláním vlny a její detekovanou reflexí (Pavlík a Černý 2009).

Obrázek (4) představuje TDR záznam osciloskopu pro tři média s různým obsahem vody. Horní graf ukazuje záznam ze zcela suchého prostředí. První dva levé vrcholy jsou konstantní a definují časové měřítko, slouží pouze k ovládání přístroje. Následující dva vrcholy jsou výsledkem změn impedance. V suchém materiálu, kde je relativní permitivita velmi nízká a doba šíření signálu krátká, je malá vzdálenost mezi těmito dvěma vrcholy. Prostřední graf zobrazuje materiál částečně nasycený vodou (typický pro porézní média). Zvýšení relativní permitivity způsobuje snížení rychlosti šíření elektromagnetického signálu, což má za následek prodloužení doby šíření signálu. Dolní záznam označuje vodu, pro kterou dosahuje relativní permitivita nejvyšších hodnot (Pavlík et al. 2007).



Obr. 4: TDR záznamy osciloskopu pro tři různá média, upraveno podle Pavlík et al. 2007

Zařízení pracující na principu TRD mají různou geometrii sond (obr. 5), která je volena v závislosti na aplikaci. Sondy jsou obvykle 7 – 30 cm dlouhé. Ve většině aplikací bývají používány dvou nebo tři tyčové sondy. Hloubkový dosah metody je totožný s délkou použitých elektrod (CS 2006).

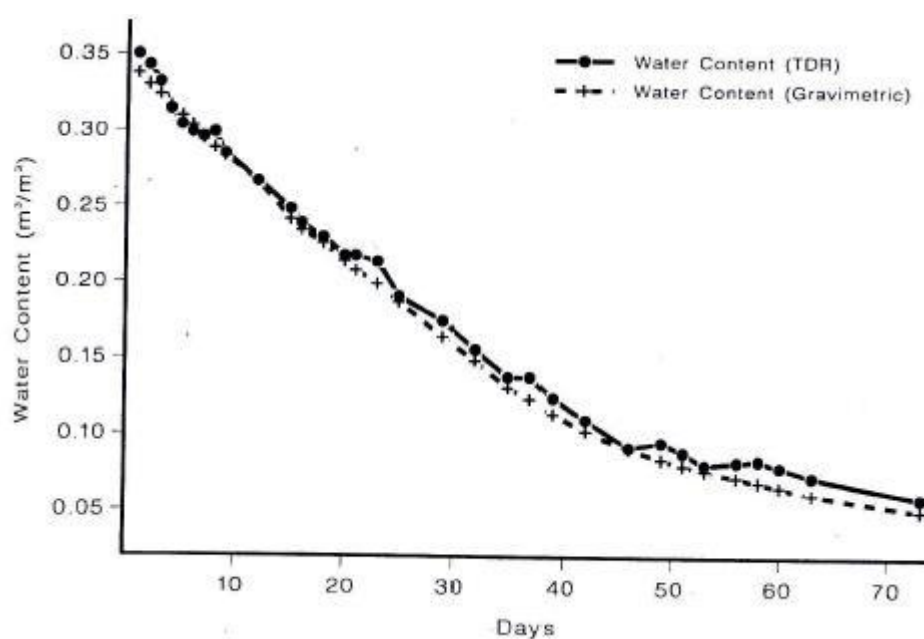


Obr. 5: Různé geometrie sond přístroje TDR, Sobczuk, 2010

Měření TDR v horninách (pískovcích)

Laboratorní studie dokazují, že je možné tuto metodu aplikovat na horniny. Hokett et. al (1992) použili metodu na pískovec a tuf a došli k závěru, že je přístroj TDR schopen měřit relativní změny obsahu vody v horninách.

První experiment byl proveden v již osvědčeném médiu pro korelaci výsledků měření při dalších pokusech. Válcový lyzimetr o průměru 25 cm a výškou 32 cm byl naplněn vysušeným jemně až středně zrnitým homogenním pískem. Do nádoby bylo přidáno množství vody (3810 ml), dostačující pro nasycení materiálu. V nádobě bylo rovnoměrně rozmístěno 12 dvoutýčových TDR sond. Zároveň byla objemová vlhkost vypočítána na základě gravimetrické metody za sušení na vzduchu po dobu 75 dní. Výsledky jsou uvedeny v grafu (obr. 6).



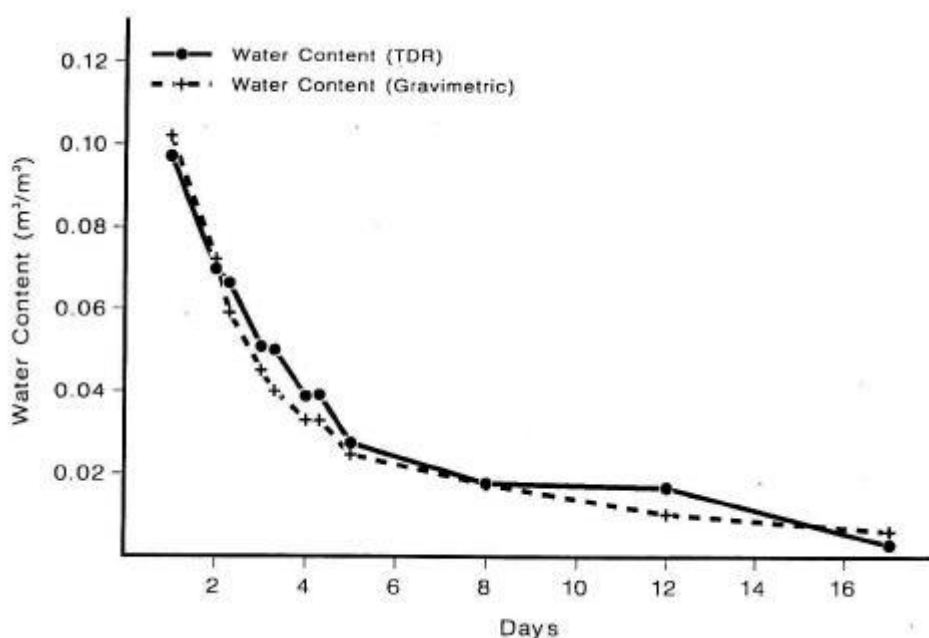
Obr. 6: Graf zobrazující výsledky průběhu měření pokusu s lyzimetry pomocí TDR/gravimetrická metoda, Hokett et al. 1992

Poté byl proveden pokus měření TDR na pískovcovém bloku 23 x 21 x 18 cm. Bylo použito 16 sond o délce 15 cm. Z jednotlivých sond byla vypočtena průměrná objemová vlhkost. Výsledky byly porovnány s gravimetrickou metodou.

Při dalším pokusu byl blok o objemu 9721 cm³ sušen v peci za teploty 105 °C po dobu více než 24 hodin, dokud nedošlo k ustálení hmotnosti a poté byl blok máčen ve vodě po dobu několika dní do ustálené hmotnosti. Objemová hmotnost byla následně vypočítána gravimetricky. Objemová hmotnost měřená TDR byla stanovena zprůměrováním hodnot ze všech instalovaných sond (obr. 7).

Pro určení objemové vlhkosti byla použita standartní kalibrační křivka pro půdy. V obou případech byla hodnota TDR vyšší než výsledek z gravimetrické metody. Toto zjištění není překvapující, protože průměrné relativní permitivity hornin jsou vyšší než relativní permitivita v suché půdě (cca 2,5).

Rozdíl v relativní permitivitě půdy a hornin není tak vysoký v porovnání s relativní permitivitou vody, proto je možné proto je možné metodu TDR použít i pro zjišťování objemové vlhkosti hornin. Následně byla data korelována s použitím lineární regrese dat, vypočtených při prvním pokusu s lyzimetry. Po použití této opravy, byl průměrný rozdíl snížen z 0,02 na 0,003 obsahu vody (Hokett et al. 1992).



Obr. 7: Graf ukazující hodnoty TDR z druhého pokusu s pískovcem v porovnání s gravimetrickou metodou. Tyto výsledky jsou korelovány s výsledky z prvního pokusu s lyzimetry, Hokett et al. 1992.

Tato práce ukazuje, že TDR lze úspěšně aplikovat na měření obsahu vody v horninách, s přesností srovnatelnou při měření v půdě (+ / - 0,02 obsahu vody). Kalibrace může být nutná pro horniny, jejichž relativní permitivita se výrazně liší od hodnoty relativní permitivity půdy (Hokett et al. 1992).

Měření TDR v porézních stavebních materiálech

Metodou TDR je také možné měřit obsah vlhkosti v porézních stavebních materiálech. V porovnání s ostatními běžně používanými metodami ve stavebnictví, v zásadě nemusí být pro jednotlivé materiály kalibrována. Velmi výhodná je v tomto případě možnost využití metody TDR in-situ. Aplikace metody TDR k monitorování vlhkosti v porézních stavebních materiálech má však stále svá omezení. Nedostatkem je skutečnost, že dosud nejsou k dispozici směšovací modely či empirické konverzní funkce s obecnou platností. Vztahy odvozené např. v půdním výzkumu jsou pro většinu stavebních materiálů platné pouze s omezenou přesností (Pavlík a Černý 2009; Pavlík et al. 2007).

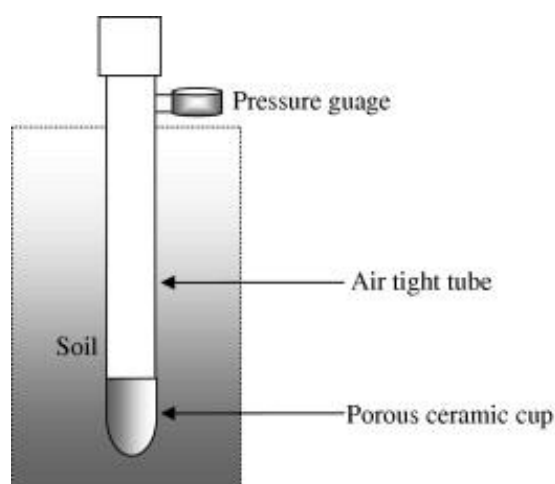
3.3. Metody měření vlhkostního potenciálu

Vlhkostní potenciál (sací tlak, tlaková výška) je jednou ze základních veličin reprezentujících energii,

kterou má voda v porézním prostředí. Z hodnot potenciálu v prostředí je možno stanovit směr a rychlost proudění vody v prostředí. Toto proudění probíhá ve směru gradientu celkového potenciálu (tedy z místa s vyšším potenciálem do místa o potenciálu nižším) přičemž jeho rychlost je úměrná rozdílu těchto potenciálů (dle Darcyho zákona), (Kutílek et al., 2004).

3.3.1. Tenzometr

Tenzometr (obr. 8) je zařízení, sloužící k měření sacího tlaku půdy (nebo tlakové výšky). Skládá se z trubice, na spodním konci opatřené polopropustnou membránou (porézní keramikou) s vysokým vstupním odporem vzduchu (propouští vodu, ale za provozních podmínek ne vzduch). Stěny keramické nádoby umožňují hydraulické spojení mezi okolním prostředím a kapalinou (odplyněnou vodou) uvnitř tenzometru. Pokud je měřené prostředí nenasycené, voda proudí ven z tenzometru (systém se snaží dostat do rovnováhy). Uvnitř tenzometru vzniká podtlak, který je přenášen na ručičku manometru umístěného v horní části přístroje. Proudění z tenzometru se zastaví při dosažení hodnoty podtlaku, který má voda ve vnějším prostředí. Maximální velikost podtlaku, kterou tenzometr může měřit, se rovná vstupní hodnotě vzduchu porézní keramické membrány. Pokud je vlhkost naopak vyšší, nastává opačný proces, tenzometr si nasává vodu z okolního prostředí a podtlak indikovaný na manometru se sníží až k hodnotě korespondující s aktuálním sacím tlakem půdy. Pokud by půda byla vodou plně nasycena, čtení manometru by bylo nulové. Tenzometr tedy ukazuje momentální hydraulickou výšku v porézním prostředí. Při měření s tenzometrem uvažujeme fakt, že kapaliny jsou nestlačitelné. Pro správnou funkci tenzometru je nezbytné, aby se v prostoru kapaliny, přenášející tlak z půdního prostředí nevyskytovaly žádné vzduchové bubliny, které by díky své stlačitelnosti přenos tlaku znemožňovaly. Vzhledem k tomu, že tenzometr vykazuje dobré výsledky měření v písčité půdě, má potenciální využití i v měření sacího tlaku pískovcových hornin (Lekshmi et al. 2014; Zazueta a Xin 1994).



Obr. 8. Schéma tenzometru, Lekshmi et al. 2014

4. METODIKA PRÁCE

V rámci své bakalářské práce jsem se seznámila s měřením hmotnostní vlhkosti, metody TDR a pro vzájemný převod objemové a hmotnostní vlhkosti jsme též měřila objemovou hmotnost pískovce.

4.1. Metodika laboratorního stanovení hmotnostní vlhkosti

Vlhkost zeminy v laboratoři jsem stanovovala pomocí gravimetrické metody. Zkoušku jsem prováděla dle ČSN 72 1012. Vzorky pískovce jsem vážila v terénu bezprostředně po odebrání a poté je vysoušela v laboratoři při relativní vlhkosti vzduchu blízké 50%. Poté jsem vzorky vysušila v peci.

Připravila jsem si vysoušecí nádoby o známé hmotnosti (m_1) a označila je číslem vzorku. V terénu zváženy vzorek vlhké zeminy a vysoušecí nádoba mají hmotnost (m_2). Vysoušecí nádobu se zeminou (m_2) jsem vložila do pece s nastavenou teplotou 105 – 110 °C. Vzorky jsem v řádech dní postupně vážila, dokud se jejich hmotnost neustálila. Po vyjmutí vzorku z pece jsem vzorek ihned zvážila (m_3). Bylo nutné na váhu umístit žáruvzdorný podklad, aby nedošlo k poškození váhy. Během celého měření, které probíhalo několik měsíců, jsem vzorek vážila na stejné váze, aby byly minimalizovány chyby měření. Používala váhu Joshs Z do 250 g, s rozlišením $d = 0,05$ g a váhu Volcraft do 500g, s rozlišením $d = 0,05$ g.

Výpočet hmotnostní vlhkosti zeminy (6,7), Český geologický úřad Praha, 1987:

$$w = \frac{m_w}{m_d} \quad (6)$$

kde:

m_w - hmotnost vody odstraněné ze zeminy sušením [g]

m_d - hmotnost vysušené zeminy [g]

neboli:

$$w = \frac{m_2 - m_3}{m_3 - m_1} \quad (7)$$

kde:

m_1 - hmotnost vysoušecí nádoby [g]

m_2 - hmotnost vysoušecí nádoby s vlhkou zeminou [g]

m_3 - hmotnost vysoušecí nádoby s vysušenou zeminou [g]

4. 2. Metodika laboratorního stanovení objemové hmotnosti

Pro měření jsem použila zjednodušenou verzi metodiky, která vychází z ČSN 72 1010 (r. 1981 Stanovení objemové hmotnosti zemin, laboratorní a polní metody). Vnější rozměry tělesa potřebné k

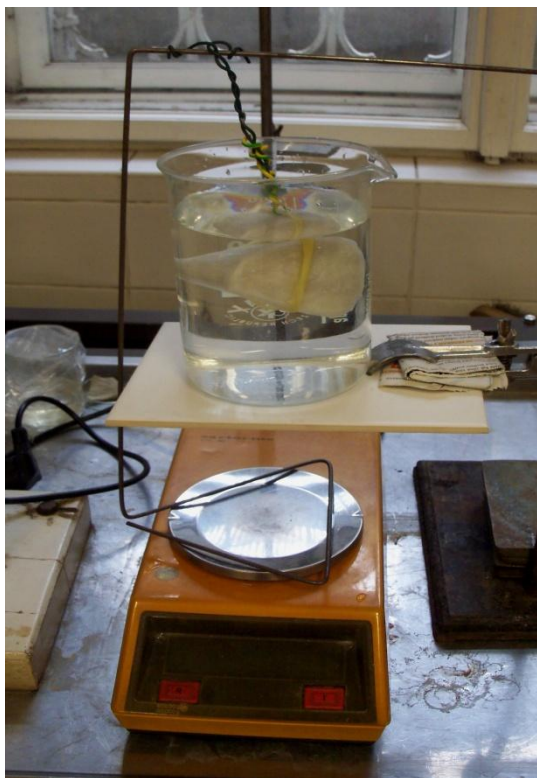
výpočtu lze stanovit buď pomocí vyřezávacího kroužku, u vzorků pravidelného geometrického tvaru přímým výpočtem objemu nebo pomocí vážení pod vodou. Při posledním způsobu je využito znalosti Archimedova zákona.

Při své práci jsem zvolila metodu vážení pod vodou, která je vhodná pro jemnozrnné soudržné zeminy, které se při krájení drobí a drtí nebo soudržné zeminy s příměsí ojedinělých hrubších částic, u nichž by nebylo možné vyříznutí pravidelného tvaru. Objem hrudky by měl být minimálně 30 cm³ (Český geologický úřad Praha, 1987).

Dne 6. 3. 2014 jsem navštívila firmu Arcadis, kde tuto zkoušku provádějí a postup jsem si zde vyzkoušela. Na základě měřicí závěsné aparatury v laboratoři firmy Arcadis (obr 9), jsem poté za pomoci pana P. Karpíška vytvořila závěsnou aparaturu ve školní laboratoři (obr. 10).



Obr. 9: Závěsná aparatura používaná v laboratoři firmy Arcadis (foto: Černíková M., 2014)



Obr. 10: Závěsná aparatura – vlastní konstrukce

Stanovovala jsem objemovou hmotnost suché zeminy. Vzorky jsem proto nejprve vysušila v peci s teplotou udržovanou na hodnotě 105 -110 °C do ustálení hmotnosti. Po vyjmutí vzorků z pece jsem je nechala chladnout bez přístupu vzduchu. Postupovala jsem tak, že jsem vzorek obalila do papírového ubrousku a uzavíratelného igelitového sáčku, ze kterého jsem vytlačila vzduch. Vzorky jsem dále umístila do plastové krabice. Takto zabalené vzorky jsem nechala chladnout v laboratoři po dobu 2 – 3 hodin. Pro zjišťování všech hmotností potřebných k výpočtu objemové hmotnosti jsem použila váhu ZP 9474 s rozlišením 0,01 g. Vysušený a vychladlý vzorek jsem zvážila a získala tak hmotnost úlomku na vzduchu (m). Poté jsem vzorek obalila v roztaveném parafínu za teploty asi 70 °C, tak aby se na jeho povrchu vytvořila souvislá tenká blanka nepropustná pro vodu. Aplikovala jsem několik vrstev, abych měla jistotu, že se do vzorku nedostane žádná voda. Po zatvrdnutí parafínového obalu jsem určila hmotnost úlomku zeminy obaleného v parafínu váženého na vzduchu (m_1). Dále jsem potřebovala zjistit hodnotu hmotnosti úlomku zeminy obaleného v parafínu váženého ve vodě (m_2). Aparaturu jsem umístila na váhu, tak aby závěsná gumička byla celá ponořena ve vodě a váhu jsem vynulovala. Vzorek jsem umístila do závěsu, ponořila do kádinky s destilovanou vodou laboratorní teploty a zvážila ho.

Pro výpočet jsem použila hustotu vody $\rho_{H_2O} = 0,998 \text{ g/cm}^3$, která odpovídá teplotě 20 °C a ρ_b parafínu = 0,861 g/cm³ (Najser J., 2014 – ústní sdělení).

Vzorek se nesmí dotýkat stěny nádoby, musí být celý ponořený ve vodě a na závěsném zařízení nesmí uplývat vzduchové bublinky. Během vyjmutí vzorku bylo třeba dávat pozor, abych spolu se vzorkem

neodebrala z kádinky větší množství vody. Pro kontrolu, zda nedošlo k proniknutí vody do porušeného vzorku, se hrudka s obalem po osušení znovu zváží. Tato hmotnost nesmí být vyšší než hmotnost původní (Český geologický úřad Praha, 1987). Pokud je porušení obalu větší, ze vzorku viditelně unikají bublinky. V těchto případech je nutné celé měření provést znovu. Pokud je to jediný vzorek, který z dané lokality máme, musí být oloupán z parafínového obalu a znovu vysušen v peci. Poté s ním pracujeme jako s novým vzorkem.

Výpočet objemové hmotnosti, Český geologický úřad Praha, 1987:

V' - objem zeminy s obalem [cm^3]

$$V' = \frac{m_1 - m_2}{\rho_{\text{voda}}} \quad (8)$$

V_Δ - objem obalu [cm^3]

$$V_\Delta = \frac{m_b}{\rho_b} \quad (9)$$

V - objem zeminy [cm^3]

$$V = V' - V_\Delta \quad (10)$$

ρ - objemová hmotnost suché zeminy [g/cm^3]

$$\rho = \frac{m}{V} \quad (11)$$

kde:

m - hmotnost úlomku zeminy (vysušený) [g]

m_1 - hmotnost úlomku zeminy + parafín na vzduchu [g]

m_2 - zemina + parafín ve vodě [g]

m_b - hmotnost obalu [g]

ρ_{voda} - hustota vody = $0,998 \text{ g}/\text{cm}^3$

ρ_b - hustota parafínu = $0,861 \text{ g}/\text{cm}^3$

4.3. Metodika stanovení objemové vlhkosti

Objemovou vlhkost materiálu (12) získáme dosazením hodnot hmotnostní a objemové hmotnosti zeminy dle vztahu, Český geologický úřad Praha, 1987:

$$w_v = \left(\frac{\rho}{\rho_w} \right) * w \quad (12)$$

kde:

w_v - objemová vlhkost zeminy

ρ - objemová hmotnost zeminy po vysušení [g/cm^3]

ρ_w - hustota vody [g/cm^3] = 0,998 g/cm^3

w - vlhkost zeminy

4.4. Metodika měření s přístrojem TDR HydroSense

Na vybraných lokalitách byly vytvořeny návrtý, ve kterých jsem sledovala objemovou vlhkost přístrojem TDR HydroSense CD620. Návrtý byly vyvrtány akumulátorovou vrtačkou a vidiových vrtáků. Délka a šířka návrtů musí přesně odpovídat délce sond, aby sondy zcela přiléhaly k hornině a nebyly zde žádné mezery pro vzduch. Po změření objemové vlhkosti byly návrtý ucpány potravinářskou fólií aby v době mezi měřeními nedocházelo k úniku vlhkosti z návrtů.

Přístroj TDR HydroSense CD620

Přístroj TDR HydroSense CD620 (obr. 11) se skládá z kapesního displeje a snímací sondy (propojené koaxiálním kabelem). Každé měření trvá méně než jednu sekundu. Přístroj je určen především pro použití v zemědělských půdách, ale má potenciální využití pro další materiály. HydroSense umožňuje dva provozní režimy – režim měření objemové vlhkosti a režim vodního deficitu (CS, 1999). Režimu vodního deficitu bývá využíváno při plánování zavlažování, proto budu dále popisovat jen režim měření objemové vlhkosti.



Obr. 11: Přístroj TDR HydroSense CD620, CS 1999

Režim zobrazuje výsledky měření objemové vlhkosti v procentech a zároveň ukazuje dobu reflexe sondy v milisekundách. Operační systém používá kalibrace, které byly odvozeny z laboratorních měření v běžných zemědělských půdách. HydroSense má při měření objemové vlhkosti přesnost $\pm 3\%$

(CS 1999).

U TDR HydroSense CD620 jsou k dispozici sondy dlouhé 12 a 20 cm. V obou případech činí rozestup mezi sondami 3 cm. Délka sond musí být správně zvolena v nastavení přístroje, aby byla použita správná kalibrace. Citlivý objem měření HydroSense zahrnuje rozměry sond a rozšiřuje se radiálně elipticky v rozpětí 3 cm. Nejcitlivější oblast měření je bezprostředně přiléhající k povrchu sondy. Pokud je v dosahu sondy jiný materiál, než ten, který měříme, může tato skutečnost ovlivnit měření (CS 1999).

4.5. Studované lokality

Studované lokality leží většinou v severozápadní části české křídové pánve a stratigraficky se řadí do svrchní křídý. Česká křídová pánev je hydrogeologická pánev s vrstvenými kolektory a pokrývá značnou část severní poloviny Českého masivu (Krásný et al. 2012). Studovala jsem materiál z teplického souvrství, který je v zájmové oblasti vyvinut v pískovcovou facii. Tyto 40-120 m mocné vrstvy kvádrových pískovců (tzv. hruboskalský pískovec) se formovaly ve svrchním turonu a coniacu (Klein a Tajovský 1990; Krásný et al. 2012).

Vzorky hruboskalských pískovců byly odebrány na 8 hlavních lokalitách: Střeleč 1, Střeleč 2, Střeleč 3, Mladějov 1, Mladějov 2, Malobratřice 1, Malobratřice 2 a Drábovna. Místa odběru vzorků jsou uvedeny v příloze (příloha 1).

Dále byly odebrány i některé vzorky z lomu Zbiroh (přesněji v obci Michovka), kde se nachází pískovce totožné s pískovci z lokality Drábovna (teplické souvrství). Dále jsem při měření objemové hmotnosti pro srovnání použila jeden vzorek pískovec jizerského souvrství z lomu západně od obce Okna u Doks, jeden vzorek permokrabonské arkózy z lokality Plzeň, Čertova kazatelna, a zamčený písek z Newdigate u města Reigate, Anglie.

5. PREZENTACE VÝSLEDKŮ

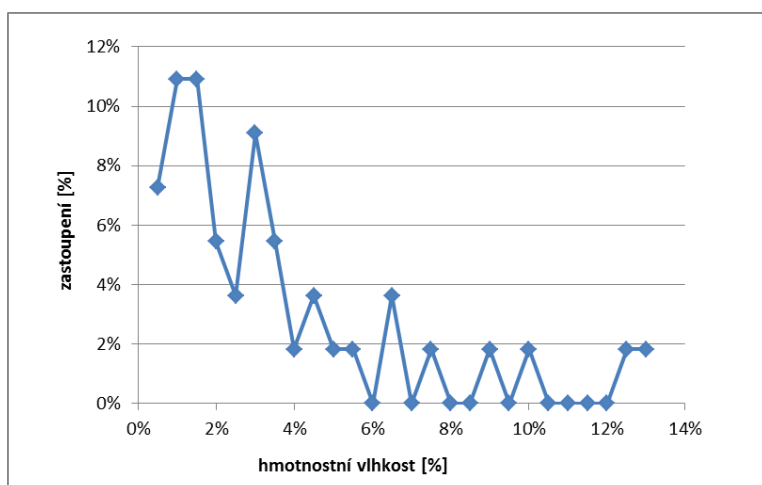
Měla jsem k dispozici vrtná jádra pískovce, na kterých jsem měřila hmotnostní vlhkost gravimetrickou metodou a objemovou hmotnost. Z těchto dat jsem vypočítala objemovou vlhkost. Na vybraných lokalitách byly vytvořeny návrty, ve kterých jsem se podílela na sledování objemové vlhkosti přístrojem TDR HydroSense CD620. Pracovala jsem s různými typy pískovce, jejichž charakteristiku uvádím v tabulce 4

Tab. 4: Charakteristika odebraného vzorku

<u>zkratka</u>	<u>typ</u>
BIO	biokrusta
PP	puklinová plocha
SPOD	odebráno několik cm pod povrchem
ER	erodovaný povrch

5.1. Výsledky - hmotnostní vlhkost

Obrázek 12 ukazuje procentuální zastoupení hmotnostní vlhkosti. Je zde vidět, že většina naměřených hodnot se pohybuje do 4% hmotnostní vlhkosti. Hmotnost vzorků vysoušených v laboratoři a hmotnost vzorků po vyjmutí z pece se výrazně nelišila. Tato skutečnost dokazuje, že pro odstranění naprosté většiny vody ve vzorku je dostačující sušení za relativní vlhkost vzduchu 50% a teploty okolo 20 ° C. Vysoušením vzorku v peci při 105 °C bylo odstraněno průměrně pouze 0, 25% zbývajících vody.



Obr. 12: Procentuální zastoupení hodnot hmotnostní vlhkosti ze všech měřených vrtných jader

Naměřené průměrné hodnoty hmotnostní vlhkosti zjištěné gravimetrickou metodou uvádím v tabulce 5. Průměrná hodnota hmotnostní vlhkosti ze všech naměřených hodnot uvedených v tabulce 5 je 3,3%. Při hmotnostní vlhkosti vyšší než 0,9% bývají povrchy pískovce pokryty biokrustou, při nižších vlhkostech bývají povrchy často holé (bez biokrusty). Voštiny se vyskytují na pískovcích s hmotnostní vlhkostí 1-2%

Tab. 5: Naměřené průměrné hodnoty hmotnostní vlhkosti

<u>lokality</u>	<u>typ</u>	<u>průměrná hmotnostní vlhkost [%]</u>	<u>směrodatná odchylka</u>	<u>počet vzorků</u>
Střeleč 1 - Jezevci 1	holý povrch	0,3	0,1	4
Střeleč 1 - Jezevci 1	holý povrch	0,3		1
Střeleč 1 - Jezevci 3	holý povrch	0,5	0,3	6
Mladějov 1 - pilř	holý povrch	0,5	0,0	2
Střeleč 1 - Jezevci 2	holý povrch	0,6	0,2	4
Střeleč 1 - vrtby hmyzu	holý povrch	0,7	0,0	3
Mladějov 1 - jeskyně	jeskyňka	0,8		1
Střeleč 1 - kolmá na pod závodem	holý povrch	0,8	0,2	24
Střeleč 1 - pod závodem	PP+Bio	0,9	0,4	39
Mladějov 1 - voštiny	voštiny	1,0	0,4	3
Střeleč 1 - pod závodem	SPOD	1,1	0,4	18
Drábovna	holý povrch	1,1	0,5	5
Mladějov 1 - puklina	PP	1,1		1
Malobratřice 1 - lom	BIO	1,4	0,0	2
Malobratřice 2 - puklina	puklinová dutina	1,5	0,3	2
Střeleč 1 - PP nad odkalištěm	PP+Bio	1,5	0,4	8
Mladějov 1 - sole	solné zvětrání	1,7	0,4	3
Střeleč 3 - břehule	BIO	1,7	0,3	5
Střeleč 2 - čerpací stanice	BIO	1,9	0,8	7
Malobratřice - pod voštinami	voštiny	2,1	0,1	2
Střeleč 2 - nejvyšší	BIO	2,5	0,1	3
pískovna Okna u Doks	BIO	2,6	0,3	6
Střeleč 1 - břehule	BIO	2,6	1,3	8
Střeleč 1 - břehule	BIO	2,7	0,2	8
Střeleč 2 - laguna u čerp.st.	BIO	2,7	0,1	5
Střeleč 2 - čerpací stanice	BIO	2,8	0,8	9
Zbiroh lom - PP	PP	3,2	0,2	4
Střeleč 1 - nad odkalištěm	BIO	3,2	0,4	10
Střeleč 1 - břehule	ER	3,3	0,8	29
Zbiroh lom - ER	ER	3,8	0,8	4
Zbiroh lom - balvan	BIO+ER	4,3	0,3	4
Střeleč 2 - S5	BIO	4,5	2,0	7
Mladějov 1 - řasy	BIO	4,7	0,7	3
Anglie, zamčený písek	BIO+ER	5,4	1,2	20
Střeleč 2 - čerpací stanice	ER	6,2	1,0	5
Střeleč 2 - laguna u čerpací stanice	ER	6,5	1,5	3
Zbiroh, lom	ER	7,4	0,1	4
Střeleč 2 - S5	ER	8,8	1,5	2
Střeleč 2 - S5	PP	9,9	1,5	6
Střeleč 2 - S5	ER	12,2	2,9	3
Střeleč 2 - laguna u čerpací stanice	BIO	12,7	1,3	4

5.2. Výsledky - objemová hmotnost

Disky pískovce jsem dále použila na měření objemové hmotnosti. V tabulce 6 jsou uvedena naměřená data. Ve všech uvedených případech se jedná o „suchou“ objemovou hmotnost. Je zřejmé, že objemové hmotnosti hruboskalského pískovce se vesměs pohybují mezi 1,8 - 2,0 g/cm³; podobnou objemovou hmotnost měl i zamčený písek v Anglii. Vyšší objemovou hmotnost má permokarbonská arkóza z Plzně (2,3 g/cm³).

Tab. 6: Výsledky objemové hmotnosti

<u>č. vzorku</u>	<u>místo odběru</u>	<u>typ</u>	<u>ρ [g/cm³]</u>	<u>směrodatná odchylka</u>	<u>počet vzorků</u>
38,45	Střeleč 1, PP pod závodem	PP+BIO	1,92	0,03	2
97	Střeleč 1, PP pod závodem	SPOD	1,84		
102,109, 11/31	Střeleč 2 - čerpací stanice	BIO	1,86	0,02	3
11/38, 11/50	Střeleč 2 - laguna u čerpací stanice	BIO	2,00	0,04	2
9/49	Střeleč 1 - nad odkalištěm	BIO	1,96		
188	Střeleč 1 - nad odkalištěm	ER	1,88		
160	Střeleč 1 - PP jezevci 2	ER	1,82		
11/11	Zbiroh, lom	BIO	1,86		
11/16	Zbiroh, lom	PP+BIO	2,03		
11/21	Zbiroh, lom	ER	1,78		
9/13, 9/15	Okna u Doks, pískovna	BIO	1,99	0,03	2
212/2	Anglie, Newdigate	BIO	1,86		
X1	Mladějov 1 (úlomek se solemi)	solné zvětrání	2,32		
X2	Malobratřice 2 - krusta	krusta	2,07		
X3	Plzeň - Čertova kazatelna	krusta	2,29		

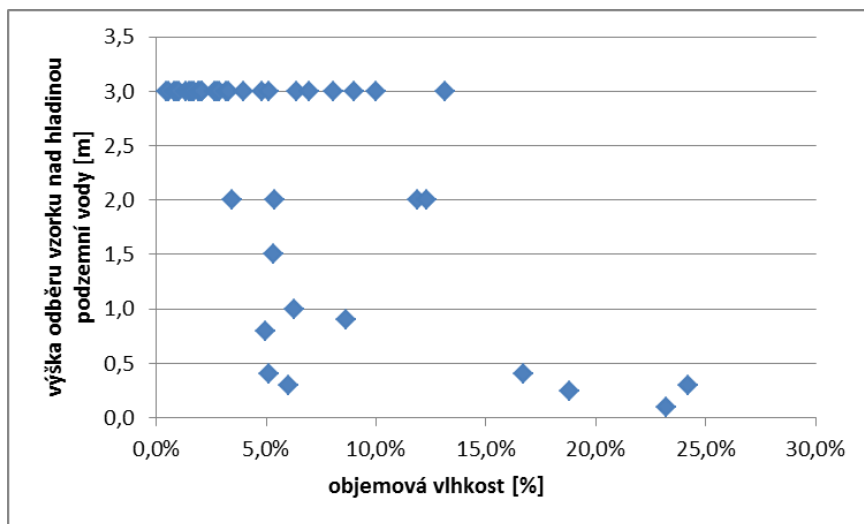
Dále jsem měla k dispozici větší kvádr pískovce z lokality Mladějov 1. Ten jsem rozřezala na menší vzorky, u nichž jsem měřila objemovou hmotnost. Jednalo se o velmi podobné vzorky, na kterých jsem zjišťovala, s jakou variabilitou probíhá měření. Naměřila jsem variabilitu 3%. Pokus jsem prováděla na sedmi vzorcích, jejichž hodnoty objemové hmotnosti jsou uvedeny v tabulce 7.

Tab. 7: Výsledky objemové hmotnosti z jednoho vzorku

<u>Mladějov 1</u>	<u>ρ [g/cm³]</u>
VK1	1,94
VK2	1,96
VK5	2,00
VK4 1	1,96
VK4 2	1,99
VK6a 1	1,95
VK6b 2	1,99
<u>směrodatná odchylka</u>	0,02
<u>průměr</u>	1,97
<u>variabilita</u>	0,06

5.3 Výsledky - objemová vlhkost

Obr. 13 ukazuje závislost objemové vlhkosti na výšce odběru vzorku nad hladinou podzemní vody. Graf ukazuje, oblast kapilární třásně, ve které jsou všechny póry vyplněny vodou. Zasahuje maximálně asi 0,5 m nad hladinu vody, protože při porositě vzorků okolo 25 % jsou vyplněny póry plně jen u dvou vzorků obou do 0,5 m nad hladinu.



Obr. 13: Závislost objemové vlhkosti na výšce odběru vzorku nad hladinou podzemní vody. Vzorky odebrané více než 3 m nad hladinou vody jsem v grafu umístila do úrovně 3 m nad hladinou, protože neočekávám, že by kapilarita měla vliv ve výšce vyšší než 3 m nad hladinou vody.

Výsledky objemové vlhkosti jsou uvedeny v tabulce 8. Průměrná hodnota objemové vlhkosti ze všech naměřených hodnot uvedených v tabulce 8 je 6,17%.

Tab. 8: Výsledky objemové vlhkosti

<u>lokalita</u>	<u>typ</u>	<u>průměrná hmotnostní vlhkost [%]</u>	<u>objemová hmotnost [g/cm³]</u>	<u>objemová vlhkost [%]</u>
Střeleč 1 - Jezevci 1	holý povrch	0,3	1,90	0,6
Střeleč 1 - Jezevci 1	holý povrch	0,3	1,90	0,6
Střeleč 1 - Jezevci 3	holý povrch	0,5	1,82	0,9
Mladějov 1 - pilř	holý povrch	0,5	1,90	1,0
Střeleč 1 - Jezevci 2	holý povrch	0,6	1,82	1,1
Střeleč 1 - vrtby hmyzu	holý povrch	0,7	1,90	1,3
Mladějov 1 - jeskyně	jeskyňka	0,8	1,90	1,5
Střeleč 1 - kolmá na pod závodem	holý povrch	0,8	1,90	1,5
Střeleč 1 - pod závodem	PP+Bio	0,9	1,92	1,7
Mladějov 1 - voštiny	voštiny	1,0	1,90	1,9
Střeleč 1 - pod závodem	SPOD	1,1	1,84	2,0
Drábovna	holý povrch	1,1	1,90	2,1
Mladějov 1 - puklina	PP	1,1	1,90	2,1
Malobratřice 1 - lom	BIO	1,4	1,90	2,7
Malobratřice 2 - puklina	puklinová dutina	1,5	1,90	2,9
Střeleč 1 - PP nad odkalištěm	PP+Bio	1,5	1,90	2,9
Mladějov 1 - sole	solné zvětrání	1,7	1,90	3,2
Střeleč 3 - břehule	BIO	1,7	1,90	3,2
Střeleč 2 - čerpací stanice	BIO	1,9	1,86	3,5
Malobratřice - pod voštinami	voštiny	2,1	1,90	4,0
Střeleč 2 - nejvyšší	BIO	2,5	1,90	4,8
pískovna Okna u Doks	BIO	2,6	1,99	5,2
Střeleč 1 - břehule	BIO	2,6	1,90	4,9
Střeleč 1 - břehule	BIO	2,7	1,90	5,1
Střeleč 2 - laguna u čerp.st.	BIO	2,7	1,96	5,3
Střeleč 2 - čerpací stanice	BIO	2,8	1,90	5,3
Zbiroh lom - PP	PP	3,2	2,03	6,5
Střeleč 1 - nad odkalištěm	BIO	3,2	1,90	6,1
Střeleč 1 - břehule	ER	3,3	1,90	6,3
Zbiroh lom - ER	ER	3,8	1,86	7,1
Zbiroh lom - balvan	BIO+ER	4,3	1,86	8,0
Střeleč 2 - S5	BIO	4,5	1,90	8,6
Mladějov 1 - řasy	BIO	4,7	1,90	8,9
Anglie, zamčený písek	BIO+ER	5,4	1,86	10,0
Střeleč 2 - čerpací stanice	ER	6,2	1,90	11,8
Střeleč 2 - laguna u čerpací stanice	ER	6,5	1,90	12,4
Zbiroh, lom	ER	7,4	1,78	13,2
Střeleč 2 - S5	ER	8,8	1,90	16,7
Střeleč 2 - S5	PP	9,9	1,90	18,8
Střeleč 2 - S5	ER	12,2	1,90	23,2
Střeleč 2 - laguna u čerpací stanice	BIO	12,7	1,90	24,1

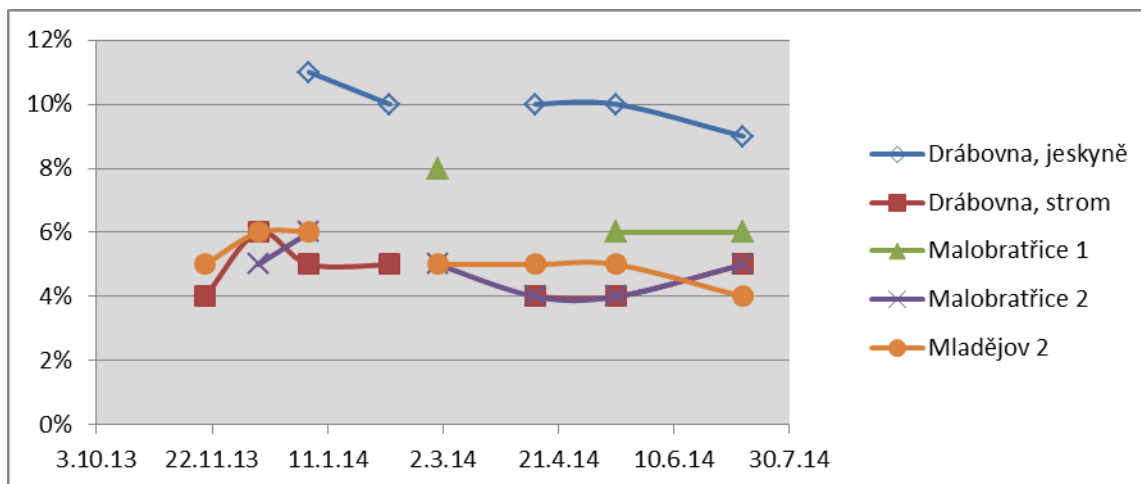
5.4. Výsledky - TDR

V tabulce 9 uvádím průměrné hodnoty objemové vlhkosti z několikaměsíčního pozorování (v období od prosince 2013 do července 2014). Z tabulky je zřejmé, že vlhkost měřená na stejném místě se na většině lokalit výrazně během roku nemění. Výjimkou jsou subhorizontální povrchy v lomu Střeleč, kde se díky infiltraci dešťové vody mění vlhkost v čase poměrně výrazně.

Tab. 9: Průměrné hodnoty objemové vlhkosti naměřené sondou TDR HydroSense CD620 měřené v období listopad 2013 – červenec 2014

lokalita	průměr/rozsah	počet vzorků	max	min
Mladějov 1 - pilř	3,0%	4	4%	2%
Mladějov 1 - sole	5,0%	5	6%	3%
Mladějov 1 - řasy	5,0%	6	5%	3%
Mladějov 1 - voštiny	4,0%	6	5%	3%
Mladějov 1 - jeskyně	4,0%	3		
Mladějov 2	5,0%	8	6%	4%
Malobratřice 1	7,0%	3	8%	6%
Malobratřice 2	5,0%	6	6%	4%
Drábovna, sole	8,0%	5	10%	6%
Drábovna, jeskyně	10,0%	5	11%	9%
Drábovna, strom	5,0%	7	6%	4%
Drábovna, převis	5,0%	6	6%	3%
Střeleč 1 - kolmá na pod závodem	2,5%	2		
Střeleč 1 - pod závodem	2,5%	2		
Střeleč 1 - Jezevci 2	1,5%	2		
Střeleč 1 - Jezevci 2	1,5%	2		
Střeleč 1 - PP nad odkalištěm	2,5%	2		
Střeleč 2 - nejvyšší	3,5%	2		
Střeleč 2 - čerpací stanice	4-7%	2		
Střeleč 3 - břehule	3-6%	2		

Obr. 14 zobrazuje výsledky měření sondou TDR za období listopad 2013 – leden 2014 na vybraných lokalitách. Průměrné hodnoty objemové vlhkosti se pohybují od 4 do 6% a míra kolísání v čase je poměrně malá. Velmi vysoké hodnoty má lokalita Drábovna, jeskyně, kde se vysoká vlhkost drží díky malému výparu v uzavřeném prostoru.



Obr. 14: Výsledky měření objemové vlhkosti pískovce s přístrojem TDR Hydrosence CD 620 na vybraných lokalitách

Naměřená data vlhkosti z odebraných vrtných jader jsme srovnala s vlhkostí naměřenou pomocí přístroje TDR (tab. 10) Přístroj TDR vykazuje obecně vyšší výsledky, v průměru o 1,18 % více. Tato skutečnost je dána kalibrací a přesností přístroje.

Tab. 10: Porovnání dat objemové vlhkosti

lokalita	průměr TDR	laboratorní měření
Mladějov 1 - pilř	3,0%	1,0%
Mladějov 1 - sole	5,0%	3,2%
Mladějov 1 - vořtiny	4,0%	1,9%
Mladějov 1 - jeskyně	4,0%	1,5%
Malobratřice 2	5,0%	4,0%
Drábovna, převis	5,0%	2,1%
Střeleč 1 - kolmá na pod závodem	2,5%	1,5%
Střeleč 1 - pod závodem	2,5%	1,7%
Střeleč 1 - Jezevci 2	1,5%	1,1%
Střeleč 1 - PP nad odkalištěm	2,5%	2,9%
Střeleč 3 - břehule	3-6%	3,2%
Střeleč 2 - nejvyšší	3,5%	4,8%

7. DISKUZE

Ze zmíněných přímých metod měření vlhkosti je pro pískovcové horniny vhodná gravimetrická metoda, která se široce používá se ke kalibraci nepřímých metod. Nevýhodou této metody je její časová náročnost a především nutnost odběru vzorků. Karbidovou metodu lze případně pro pískovcové horniny také použít, ale není moc přesná a hodí se spíše pro orientační zjišťování vlhkosti v terénu. Všechny zmíněné nepřímé metody lze pro pískovce použít, některé však s výraznými omezeními. Nehodí se metoda TDT, díky její nevhodné konstrukci a FDR, která má velmi omezenou kalibraci. Pro terénní opakované měření se jako nejvhodnější jeví metoda TDR, která má však také svá omezení, díky kalibraci a přesnosti přístroje.

Z nevýhod metod lze zmínit vysoké finanční náklady na přístroje (neutronová metoda, TDR, FDR), časovou náročnost (gravimetrická metoda, tenzometr), problémy při měření v materiálech s vyšším obsahem solí (FDR, TDR a odporové bloky) či otázky zdravotních rizik (radiometrické metody).

Během vlastního měření se gravimetrická metoda ukázala jako vhodná metoda, vhodná pro porovnání dat naměřených nepřímými metodami. Nevýhodou je vysoká časová náročnost a dále nutnost znát objemovou hmotnost vzorku pro srovnání s metodou TDR. Musíme vzít v potaz skutečnost, že se určité procento vlhkosti se může ztratit během zahřátí vrtáku při odběru vzorku. Tento případ se však netýká lokalit Střeleč 1,2,3, kde je odběr při vrtání nepatrný, takže k zahřívání vrtáku nedochází.

Při několikaměsíčním měření přístrojem TDR HydroSense CD620 (v období od prosince 2013 do července 2014) naměřené hodnoty objemové vlhkosti v průběhu roku spíše klesají. Aktuální srážková situace nemá na výsledky významný vliv, spíše se zřejmě projevují delší sušší a vlhčí periody. Při měření bylo pozorováno, že návrtky pro sondy někdy kavernují, jsou širší než měřicí sondy a tím může být hodnota naměřené vlhkosti podceněna.

Při porovnání výsledků objemové vlhkosti se ukázalo, že měření přístrojem TDR vykazují obecně vyšší výsledky než gravimetrická měření na stejné lokalitě. Přístroj TDR HydroSense CD620 měří obecně cca o 1% vyšší hodnoty objemové vlhkosti. Tato skutečnost je dána kalibrací a přesností přístroje (TDR HydroSense CD620 měří s přesností $\pm 3\%$). Na základě Toppovy rovnice jsou přístroje TDR kalibrovány pro půdy, které mají obecně nižší relativní permitivitu než horniny (Hokett et al. 1992).

Pro přesnější porovnání hodnot objemové vlhkosti by bylo potřeba mít více měření objemové vlhkosti ze stejných lokalit a provádět měření oběma způsoby ve stejnou dobu.

8. ZÁVĚR

Zpracovala jsem rešerši metod používaných pro měření vlhkosti. Jako nejvhodnější metoda pro přesné měření vlhkosti je gravimetrické měření na vrtných jádrech. Z nepřímých metod zmiňuji radiometrickou, mikrovlnou, odporovou a kapacitní metody. Jedná se o metody, které využívají různých fyzikálních vlastností vody, na základě nichž stanovujeme vlhkost. Existuje několik přístrojů (např. TDR), jejichž kalibrace se provádí na měření obsahu vody v běžném písku či pro písčité půdy, proto mají uplatnění při měření vlhkosti pískovce a je možné je použít při sledování přirozených výchozů. Naměřené výsledky ukazují, že běžné hmotnostní vlhkosti ve studovaných pískovcových výchozech mají hodnotu do 4%. Hodnoty objemové vlhkosti se pohybují okolo dvojnásobku váhové, protože hustota pískovce se blíží hodnotě 2 g/cm^3 . Po porovnání dat z laboratorního měření objemové vlhkosti a měření pomocí sondy TDR vykazuje měření TDR obvykle vyšší hodnoty (průměrně o 1%). Z porovnaných hodnot objemové vlhkosti je zřejmé, že metoda TDR se hodí spíše pro průběžné sledování vlhkosti na přirozeném výchozu, není možné na sledované lokalitě pravidelně odebírat vzorky. Objemová vlhkost vypočítaná z gravimetricky měřené vlhkosti a z naměřené objemové hmotnosti odebraných vzorků je přesnější a hodí se pro zjištění reprezentativní hodnoty objemové vlhkosti pro danou lokalitu.

9. POUŽITÉ ZDROJE

- .Blonquist J. M. Jr., Jones S. B., Robinson D.A., 2005. *A time domain transmission sensor with TDR performance characteristics*. Journal of Hydrology 314: 235–245
- Domenico P. A., Schwartz F. W., 1998. *Physical and chemical hydrogeology*. Wiley and Sons, New York, 506 str.
- Černý J., Pavlík Z., 2009. *Metoda TDR a její aplikace při měření obsahu vlhkosti v porézních materiálech*. Stavební obzor 04/2009: 118 – 123
- Haverkamp, R., Reggiani, P., Ross, P. J. and Parlange, J.-Y. , 2013. *Soil Water Hysteresis Prediction Model Based on Theory and Geometric Scaling*. In: Environmental Mechanics: Water, Mass and Energy Transfer in the Biosphere. The Philip Volume (eds P. A.C. Raats, D. Smiles and A. W. Warrick), American Geophysical Union, Washington, D. C. str. 213 – 246.
- Hokett S. L., Chapman J. B., Russell C. E., 1992. *Potential use of time domain reflectometry for measuring water content in rock*. Journal of Hydrology, 138: 89 – 96.
- Chen, L. F., Ong, C. K., Neo, C. P., Varadan, V. V., & Varadan, V. K., 2004. *Microwave electronics: measurement and materials characterization*. John Wiley & Sons. 552 str.
- Janz, M., 1997. *Methods of measuring the moisture diffusivity at high moisture levels*. Report TVBM 3076, 3076. 73 str.
- Jones S.B., Wraith J.M., Or D., 2002. *Time domain reflectometry measurement principles and applications*. Hydrol. Process. 16: 141–153.
- Kääriäinen H., Rudolph M., Schaurich D., Tulla K., Wiggenhauser H., 2001. *Moisture measurements in building materials with microwaves*. NDT & E International, 34(6): 389-394.
- Klein V., Tajovský P., 1990. *Zpráva o výsledcích prací na ložisku Střeleč s výpočtem prognózních zásob sklářské a slévárenské suroviny*. Ústřední Ústav Geologický, Praha, Geofond č. P056953.
- Krásný J., Císlarová M., Čurda S., Datel V. Josef, Dvořák J., Grmela A., Hrkal Z., Kříž H., Marszałek H., Šantrůček J., Šilar J., 2012. *Podzemní vody České republiky: regionální hydrogeologie prostých a minerálních vod*. - Česká geologická služba. - Praha, 1143 str.

- Kutílek M., Kuráž V., Císlarová M., 2004. *Hydropedologie 10*. vydavatelství ČVUT, Praha. 174 str.
- Labus M., Bochen J., 2012. *Sandstone degradation: an experimental study of accelerated weathering*. Environmental Earth Sciences, 67(7): 2027-2042.
- Lekshmi Sussha S.U., Singh D.N., Baghini M. S., 2014. *A critical review of soil moisture measurement*. Measurement: Journal of the International Measurement Confederation, Volume 54: 92-105.
- Magner E. G., 1963. *Porosity and Bulk Density of Sedimentary Rocks*. USGS Bulletin: 1144-E, 55 str.
- Metodiky laboratorních zkoušek v mechanice zemin a hornin I. Mechanika zemin - metodiky*, 1987. Český geologický úřad, Praha. 90 str.
- Pavlík Z., Pavlíková M., Fiala L., Černý R., Sobczuk H., Suchorab Z., 2007. *Application of Time-domain Reflectometry Method for Measuring Moisture Content in Porous Building Materials*. Trends in Applied Sciences Research 2 (3): 188 – 200.
- Pochmanová P., Misar I., 2011. *Přehled kontrolních metod pro stanovení vlhkosti podkladních vrstev podlah používaných u nás i v zahraničí, jejich výhody, nevýhody a omezení*. A.W.A.L. s.r.o, Eliášova 20, 160 00 Praha 6.
- Příkryl R., Melounová L., Vařilová Z., Weishauptová Z., 2007. *Spatial relationships of salt distribution and related physical changes of underlying rocks on naturally weathered sandstone exposures (Bohemian Switzerland National Park, Czech Republic)*. Environmental Geology, Volume 52, Issue 2: 409 – 420.
- Příkryl R., Weishauptová Z., Novotná M., Příkrylová J. Šťastná A., 2011. *Physical and mechanical properties of the repaired sandstone ashlar in the facing masonry of the Charles Bridge in Prague (Czech Republic) and an analytical study for the causes of its rapid decay* Environmental Earth Sciences, Volume 63, Issue 7-8: 1623 – 163.
- Rumynin, V. G., 2012. *Subsurface Solute Transport Models and Case Histories: With Applications to Radionuclide Migration*. (Vol. 25). Springer. 815 str.
- Sobczuk H., 2010. *Technology of TDR, AQUAMETRY 2010 - First European Conference on Moisture Measurement in Weimar, Germany*. Weimar, (Germany), October 5 – 7, 2010.

Tindall J. A., Kunkel J. R., Anderson D. E., 1999. *Unsaturated zone hydrology for scientists and engineers*. Upper Saddle River, New Jersey: Prentice Hall. 624 str.

Topp, G.C., Davis, J.L., Annan, A.P., 1980. *Electromagnetic determination of soil water content: Measurement in coaxial transmission lines*. Water Resour. Res., 16: 579 - 582.

Turkington A.V., Paradise T.R., 2005. *Sandstone weathering: a century of research and innovation*. Geomorphology 67: 229 – 253.

Vaniček I., 1996. *Mechanika zemin*. Vydavatelství ČVUT, Praha. 229 str.

Young R.W., Wray R.A.L., Young A.R.N, 2009. *Sandstone Landforms*. Cambridge Univ. Press. – Cambridge, 314 str.

Zazueta, F. S., & Xin, J., 1994. *Soil moisture sensors*. Soil Sci, 73: 391 – 401.

Žůrek D., 2011. *Metody pro analýzu vlastností přenosových vedení*. Diplomová práce, Vysoké učení technické v Brně, Fakulta elektrotechniky a komunikačních technologií.

Internetové zdroje:

<http://s.campbellsci.com/documents/us/manuals/hydrosns.pdf>, staženo 29. 7. 2014

<http://s.campbellsci.com/documents/us/manuals/tdr-probes.pdf>, staženo 10. 8. 2014

<http://www.mapy.cz/>, staženo 11. 8. 2014

10. PŘÍLOHA 1

Příloha 1 obsahuje mapy studovaných lokalit. Jsou zde uvedeny pouze lokality, na kterých bylo měření prováděno opakovaně.

Tab. P 1:

<u>lokalita</u>	<u>GPS souřadnice</u>
Střeleč 1	50°29'44.700"N 15°14'56.341"E
Střeleč 2	50°29'36.660"N 15°14'44.100"E
Střeleč 3	50°29'48.720"N 15°14'42.480"E
Mladějov 1	50°29'22.261"N 15°14'38.820"E
Mladějov 2	50°29'28.440"N 15°13'53.339"E
Malobratřice 1	50°28'45.180"N 15°4'43.139"E
Malobratřice 2	50°28'46.620"N 15°4'46.261"E
Drábovna	50°37'44.280"N 15°10'38.819"E

1. Lom Střeleč



P. 1: Mapa lokalit Střeleč 1, Střeleč 2, Střeleč 3, upraveno podle www.mapy.cz

2. Mladějov 1



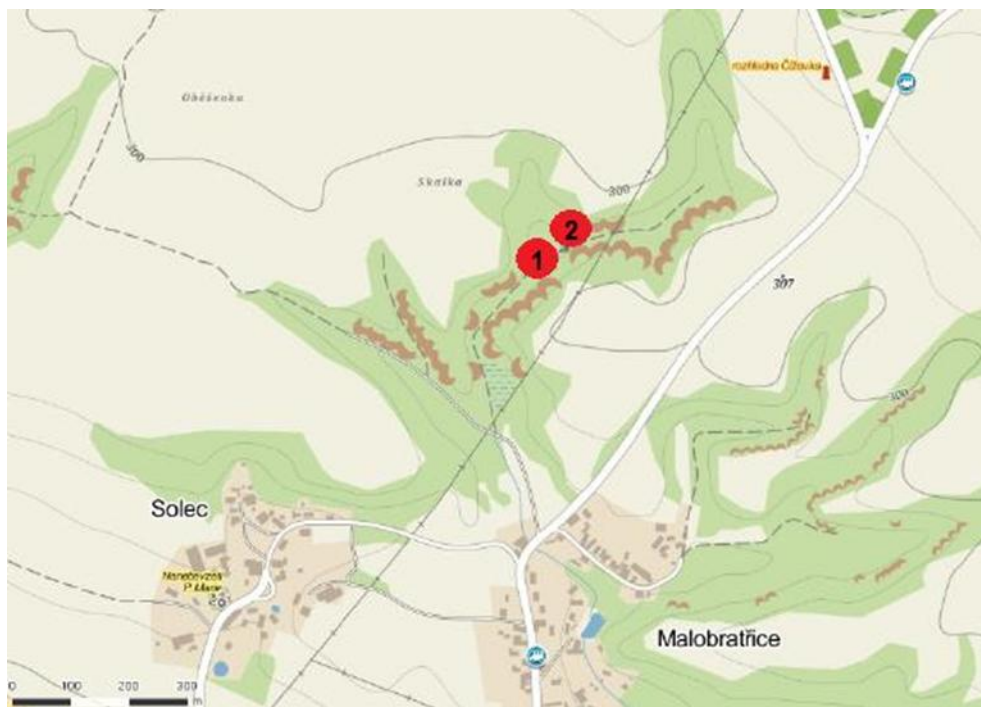
P. 2: Mapa lokality Mladějov 1, upraveno podle www.mapy.cz

3. Mladějov 2



P 3: Mapa lokality Mladějov 2, upraveno podle www.mapy.cz

4. Malobratřice 1,2



P 4: Mapa lokat Malobratřice 1 a 2, upraveno podle www.mapy.cz

5. Drábovna



P.5: Mapa lokality Drábovna, upraveno podle www.mapy.cz